

Jerzy KŁAPCIŃSKI, Czesław JUROSZEK, Michał SACHANBIŃSKI

NOWE DANE O GEOLOGII FUNDAMENTU KRYS-
TALICZNEGO OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	7
Litologia i petrografia przewierconych serii krystalicznych	14
Ogólna charakterystyka geochemiczna skał krystalicznych	36
Interpretacja geologiczna	41
Wnioski	44
Literatura	45
New data on geology of the Foresudetic crystalline basement (summary)	47

Streszczenie

Na podstawie materiałów z wierceń przedstawiono charakterystykę geologiczną, petrograficzną i geochemiczną skał fundamentu krystalicznego obszaru przedsudeckiego. Fundament ten zbudowany jest w przewa-

żającej części ze skał metamorficznych, wśród których stwierdzono pięć masywów granitoidowych, które budują granodioryty i granity. Wiek tych skał nie został dotąd ustalony, najprawdopodobniej należą one do prekambru.

WSTĘP

W obszarze przedsudeckim wyróżnia się blok przedsudecki i monoklinę przedsudecką. W obrębie monokliny zaznacza się wyraźnie podrzędna jednostka strukturalna nazywana elewacją wolsztyńsko-leszczyńską.

Pomiędzy blokiem przedsudeckim na południowym-zachodzie i elewacją wolsztyńsko-leszczyńską na północnym-wschodzie w budowie fundamentu krystalicznego występuje depresja o przebiegu zgodnym z ograniczającymi ją elewacjami, tj. o kierunku NW—SE. W przedstawionym opracowaniu jest ona nazywana depresją barycko-głogowską (fig. 1).

Fundament krystaliczny obszaru przedsudeckiego znajduje się na różnych głębokościach. W obszarze bloku przedsudeckiego jest on w większości przykryty osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi, których miąższość nie przekracza na ogół 200 metrów. W środkowej części tej jednostki, szczególnie po jej stronie południowej, skały krystaliczne ukazują się na powierzchni. Należą do nich: gnejsy Wądroża Wielkiego, skały krystaliczne masywu Strzegomskiego i Sobótki oraz masyw Strzelina, a także przedsudecka część masywu Gór Sowich.

W kierunku północno-wschodnim blok przedsudecki ulega zanurzeniu pod utwory permu monokliny przedsudeckiej, a w kierunku północno-zachodnim (peryklina Żar) zanurza się pod utwory permu i karbonu¹. Od strony południowo-zachodniej blok przedsudecki jest obciążony brzeżnym uskokiem sudeckim. Najbardziej niewyraźna jest granica bloku przedsudeckiego od strony południowo-wschodniej, gdzie początkowo skały krystaliczne znikają, prawdopodobnie pod utworami dewońskimi, a następnie pod osadami karbonu dolnego.

Na obszarze monokliny przedsudeckiej skały krystaliczne występują pod utworami czerwono-

¹ Tak zwany uskok Odry, który zdaniem niektórych geologów oddziela monoklinę od bloku przedsudeckiego nie został uwzględniony na mapie (fig. 1) z powodu braku danych potwierdzających jego istnienie. Na monoklinie przedsudeckiej w pobliżu bloku przedsudeckiego następuje wyraźna zmiana facjalna w czerwonym spągowcu i czechszynie. Można przypuszczać, że utwory permskie osadziły się na bloku przedsudeckim w facji litoralnej a następnie zostały zdenudowane. Występowanie wyraźnych wychodni na powierzchni podtrzeciorzędowej czerwonego spągowca i czechszynu również nie potwierdza istnienia uskoku.

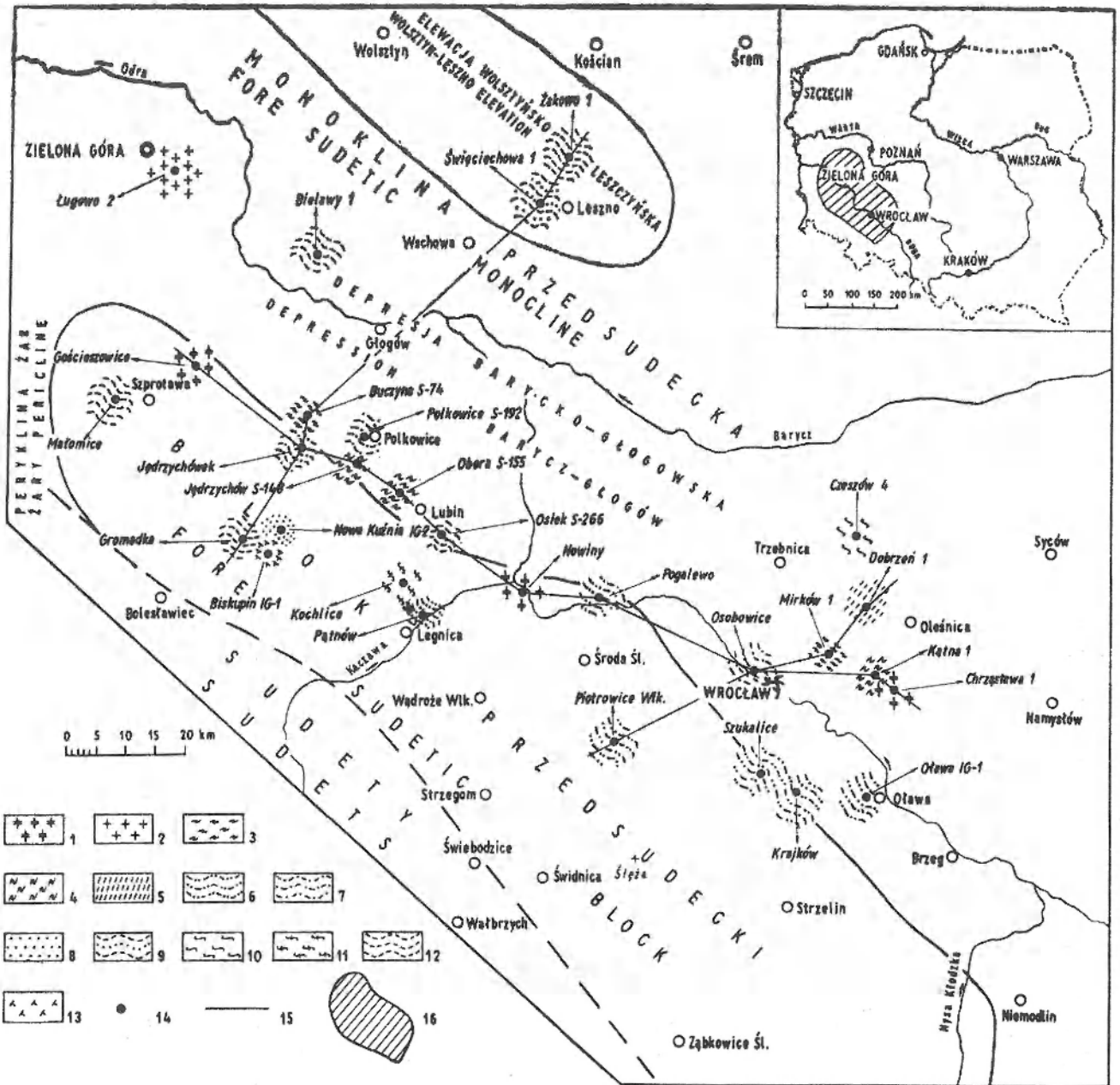


Fig. 1

Mapa występowania skał krystalicznych podłoża pod pokrywą kenozoiku, mezozoiku i górnej części paleozoiku w północno-wschodniej części bloku przedsudeckiego i na monoklinie przedsudeckiej

Objaśnienia do figur 1-9: 1 - granodioryty; 2 - granity; 3 - hornfelsy; 4 - gnejsy; 5 - amfibolity; 6 - łupki lyszczykowe; 7 - łupki błotowe; 8 - kwarcyty; 9 - łupki kwarcytowo-sercytowe; 10 - łupki sercytowe; 11 - łupki talkowe; 12 - fyllity; 13 - łupki alunowe; 14 - otwory wiertnicze, w których nawiercono skały krystaliczne; 15 - linie przekrojowe; 16 - badany obszar

Map showing the occurrence of basement crystalline rocks in bore-holes localized over the area of the Foresudetic block and Foresudetic monocline, occurring under the cover of Cenozoic, Mesozoic, and Upper Paleozoic rocks

Explanations to figures 1-9: 1 - granodiorites; 2 - granites; 3 - hornfelses; 4 - gneisses; 5 - amphibolites; 6 - mica schists; 7 - biotite schists; 8 - quartzites; 9 - quartz-sericite schists; 10 - sericite schists; 11 - talc schists; 12 - phyllites; 13 - alum slates; 14 - bore-holes in which crystalline rocks were discovered; 15 - lines of cross-sections; 16 - investigated area

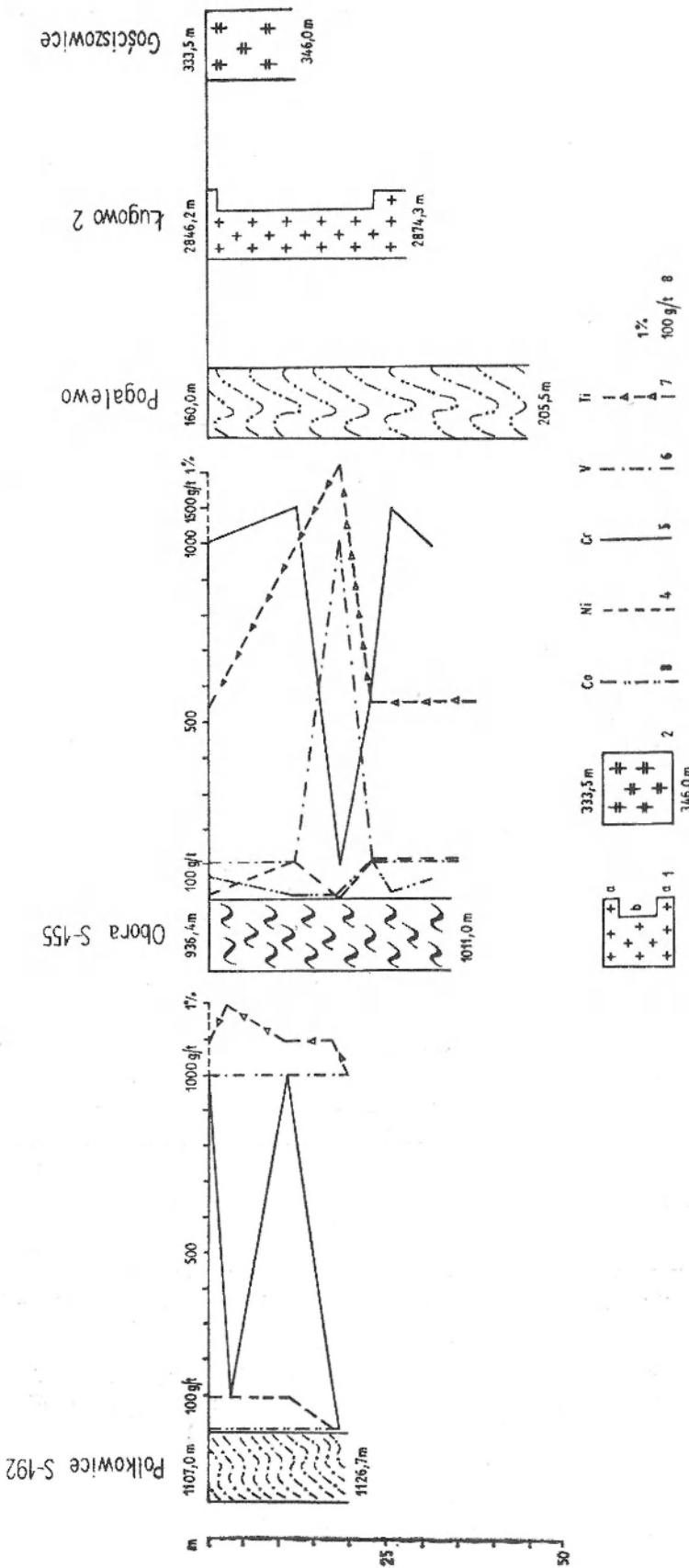


Fig. 2

Profil litologiczny i rozmieszczenie pierwiastków Ni, Cr, V, Co, Ti w podłożu krystalicznym otworów wiertniczych Polkowice S-192, Obora S-155, Pogalewo Ługowo 2 i Gościszowice

1a - rzeźbione odcinki otworu wiertniczego; 1b - odcinki otworu wiertniczego przewierconego przez 2 - liźby oznaczają strop narównych skał krystalicznych oraz głębokość końcową otworu wiertniczego; 3 - zawartość Co; 4 - zawartość Cr; 5 - zawartość Ni; 6 - zawartość V; 7 - zawartość Ti; 8 - liczby oznaczają zawartość pierwiastków w gramach na tonę i w procentach. Objaśnienia litologiczne jak na figurze 1

Lithological profiles and distribution of trace elements (Ni, Cr, V, Co, Ti) in the crystalline basement encountered by the following bore-holes: Polkowice S-192, Obora S-155, Pogalewo, Ługowo 2, Gościszowice

1a - drilled sectors of a bore-hole; 1b - sectors of a bore-hole drilled with a rock bit; 2 - numbers mark depth of which crystalline rocks were first met by a bore-hole as well as final depth of a bore-hole; 3 - curve showing Co content; 4 - curve showing Cr content; 5 - curve showing Ni content; 6 - curve showing V content; 7 - curve showing Ti content; 8 - numbers mark the content of elements expressed in grams per ton and in percent. Legend 1 to lithologic divisions as in fig. 1

Zestawienie otworów wiertniczych, w któ-
List of the bore-holes which

Nazwa i numer otworu Name and number of a bore-hole		1	2	3	4
		Gościszowice	Ługowo 2	Gromadka	Jędrzychówek
Wysokość npm. Height above sea level		+ 134,1	+ 100,0	+ 161,0	+ 136,5
Głębokość nawierconej powierzchni skał krystalicznych ppm. Depth of drilled surface of crystalline rocks below sea level		- 199,4	- 2746,2	- 16,5	- 217,0
Czwartorzęd Quaternary		0,0 - 69,5	0,0 - 52,0	0,0 - 169,5	0,0 - 70,3
Trzeciorzęd Tertiary		69,5 - 333,5	52,0 - 324,0	169,5 - 177,5	70,3 - 353,5
Trias Triassic	Kajper górny Upper Keuper		324,0 - 348,0		
	Kajper dolny Lower Keuper		348,0 - 452,0		
	Wapień muszlowy górny Upper Muschelkalk		452,0 - 500,0		
	Wapień muszlowy środkowy Middle Muschelkalk		500,0 - 544,0		
	Wapień muszlowy dolny Lower Muschelkalk		544,0 - 658,0		
	Pstry piaskowiec górny - ret Upper Buntsandstein		658,0 - 862,0		
	Pstry piaskowiec środkowy Middle Buntsandstein		862,0 - 1120,0		
	Pstry piaskowiec dolny Lower Buntsandstein		1120,0 - 1524,0		
Perm Permian	Cechsztyń Zechstein		1524,0 - 2017,2		
	Czerwony spągowiec górny Upper Rotliegendes		2017,2 - 2542,0		
	Czerwony spągowiec dolny Lower Rotliegendes		2542,0 - 2776,0		
Karbon dolny Lower Carboniferous			2776,0 - 2846,2		
Prekambr Precambrian		333,5 - 346,0	2846,2 - 2874,3	177,5 - 389,0	353,5 - 350,6

nego spągowca lub pod osadami dolnego karbonu, a następnie pod utworami mezozoiku i kenozoiku, na głębokości od kilkuset do ponad kilku tysięcy metrów.

Pewne wzmianki dotyczące podłoża krystalicznego bloku przedsudeckiego zawarte są w pracy Roemera (1883), który sygnalizuje w opisie wiercenia z Piotrowie Wielkich występo-

wanie łupków łyszczykowych na głębokości 33,0 m. W otworze wykonanym w Krajkowie Seupin (1931) i następnie Eisentraut (1939) podają, że pod osadami cechsztyńskimi występują łupki łyszczykowe. Berger (1933) przedstawia opis utworu wiertniczego w Szukalicach, w którym pod utworami kenozoicznymi wyróżnia łupki łyszczykowe. Ten sam autor w 1937

Tabela 1

rych nawiercono skały krystaliczne
drilled crystalline rocks

5	6	7	8	9	10
Buczyna S-74	Bielawy 1	Święciechowa 1	Żakowo 1	Polkowice S-192	Jędrzychów S-148
+134,4	+70,0	+100,0	+115,0	+158,7	+143,6
-671,6	-2557,0	-2548,0	-2104,0	-948,3	-732,5
0,0 -	0,0 - 32,0	0,0 - 100,0	0,0 - 74,0	0,0 - 32,0	0,0 -
-376,2	32,0 - 293,0	100,0 - 304,0	74,0 - 258,0	32,0 - 403,3	-386,5
		304,0 - 564,0	258,0 - 696,0		
		564,0 - 688,0	696,0 - 774,0		
	293,0 -	688,0 - 734,0	774,0 - 814,0		
		734,0 - 756,0	814,0 - 856,0		
	-454,0	756,0 - 880,0	856,0 - 1018,0		
	454,0 - 597,0	880,0 - 1050,0	1018,0 - 1155,0		
	597,0 - 860,0	1050,0 - 1254,0	1155,0 - 1379,0		
	860,0 - 1188,0	1254,0 - 1574,0	1379,0 - 1672,0	403,3 - 576,7	
376,2 - 560,7	1188,0 - 1668,4	1574,0 - 2086,6	1672,0 - 2195,0	576,7 - 837,9	386,5 - 567,7
560,7 - 720,5	1668,4 - 2162,9	2086,6 - 2220,0	2195,0 - 2219,0	837,9 - 1107,0	567,7 - 876,1
720,5 - 806,0	2162,9 - 2519,0				
	2519,0 - 2627,0	2220,0 - 2648,0			
806,0 - 817,3	2627,0 - 2774,6	2648,0 - 2776,8	2219,0 - 2371,7	1107,0 - 1126,7	876,1 - 879,6

roku wspomina o występowaniu utworów krystalicznych w następujących otworach: Pątnów - łupki łyszczkowe, Kochlice - łupki tal-kowe z żyłkami kwarcu, Małomice - łupki ilaste słabo zmetamorfizowane.

W okresie powojennym Zwierzycki (1951) w syntetycznym opracowaniu dotyczącym geologii obszaru przedsudeckiego wspomina rów-

niez o skałach krystalicznych tego regionu. Pewne wzmianki o serii krystalicznej obszaru przedsudeckiego znajdujemy w pracach Kłapcińskiego (1959, 1971). Osika (1961) przedstawia krótką charakterystykę petrograficzną i geologiczną granodiorytów z otworów Gościszowice i Nowiny. Wypowiada się na temat wieku tych skał, uważając je za kaledońskie lub staroher-

Zestawienie otworów wiertniczych, w któ-
List of the bore-holes which

Nazwa i numer otworu Name and number of a bore-hole		11	12	13	14
		Obora S-155	Osiek S-266	Nowiny	Pogalewo
Wysokość npm. Height above sea level		+155,5	+130,6	+96,8	+141,8
Głębokość nawierconych skał kry- stalicznych ppm. Depth of drilled surface of crystal- line rocks below sea level		-820,9	-805,4	-166,2	-18,2
Czwartorzęd Quaternary		0,0 - 120,0	0,0 - 70,0	0,0 - 13,0	0,0 - 40,0
Trzeciorzęd Tertiary		120,0 - 373,3	70,0 - 349,0	13,0 - 215,0	40,0 - 160,0
Trias Triassic	Kajper górny Upper Keuper				
	Kajper dolny Lower Keuper				
	Wapień muszlowy górny Upper Muschelkalk				
	Wapień muszlowy środkowy Middle Muschelkalk				
	Wapień muszlowy dolny Lower Muschelkalk				
	Pstry piaskowiec górny - ret Upper Buntsandstein				
	Pstry piaskowiec środkowy Middle Buntsandstein				
Pstry piaskowiec dolny Lower Buntsandstein					
Perm Permian	Cechsztyń Zechstein	373,3 - 524,5			
	Czerwony spągowiec górny Upper Rotliegendes	524,5 - 904,5	349,0 - 936,0	215,0 - 263,0	
	Czerwony spągowiec dolny Lower Rotliegendes	904,9 - 976,4			
Karbon dolny Lower Carboniferous					
Prekambr Precambrian		976,4 - 1011,0	936,0 - 1129,0	263,0 - 300,3	160,0 - 205,5

cyńskie. Wyżykowski (1961) omawia wiercenia Gościszowice oraz Nowiny i wyraża pogląd, że intruzje granitowe z tych otworów związane są z orogenezą waryscyjską. W późniejszym okresie Wyżykowski (1964) pisze o granicie z otworu Gościszowice i granodiorytach Nowin. Obydwa wystąpienia przyjmuje jako starsze od permu. Kuhl (1966) podaje opisy petrograficzne

skał metamorficznych z otworów wiertniczych A1, A2 i A3 z rejonu Głogowa, bliżej nie określając lokalizacji otworów. W pracy Sokołowskiego (1967) znajdujemy krótkie wzmianki o budowie podłoża krystalicznego. Następnie Dąbrowski (1969) na podstawie analizy lokalnych anomalii magnetycznych obszaru przedsudeckiego podaje przypuszczalną lokalizację masywów skał krys-

Tabela 1 (c.d.)

rych nawiercono skały krystaliczne
drilled crystalline rocks

15	16	17	18	19	20
Osobowice (Wrocław)	Mirków 1	Kątna 1	Chrzastawa 1	Dobrzeń 1	Czeszów 4
+116,0	+129,0	+124,0	+126,0	+148,0	+167,5
-489,8	-1109,0	-1233,0	-1344,0	-1455,5	-1639,0
0,0-33,0	0,0-50,0	0,0-56,0	0,0-20,0	0,0-60,0	0,0-76,0
33,0-151,7	50,0-206,0	56,0-146,0	20,0-146,0	60,0-194,0	76,0-232,0
		146,0-156,0		194,0-402,0	232,0-440,0
	206,0-258,0	156,0-236,0	146,0-226,0	402,0-492,0	440,0-524,0
	258,0-300,0	236,0-274,0	226,0-254,0	492,0-524,0	524,0-556,0
	300,0-336,0	274,0-304,0	254,0-294,0	524,0-560,0	556,0-600,0
	336,0-470,0	304,0-420,0	294,0-420,0	560,0-696,0	600,0-722,0
	470,0-620,0	420,0-598,0	420,0-570,0	696,0-824,0	722,0-898,0
	620,0-860,0	598,0-740,0	570,0-830,0	824,0-1018,0	898,0-1192,0
151,7-427,3	860,0-1036,0	740,0-1038,2	830,0-1016,0	1018,0-1292,0	1192,0-1420,0
427,3-562,3	1036,0-1178,7	1038,2-1163,4	1016,0-1123,0	1292,0-1469,8	1420,0-1575,4
562,3-607,8	1178,7-1238,1	1163,4-1357,0	1123,0-1470,0	1469,8-1603,5	1575,4-1806,5
607,8-617,0	1238,1-1254,0	1357,0-1791,3	1470,0-1538,7	1603,5-1609,0	1806,5-1828,0

talicznych. Ostatnio Oberc (1972) podał analizę kilkunastu otworów wiertniczych z obszaru przedsudeckiego i przedstawił swą koncepcję tektoniczną.

Przedstawione opracowanie dotyczy skał krystalicznych z otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Wstępne badania

petrograficzne i ogólne badania geochemiczne przeprowadzono w następujących otworach: Gościszowice, Ługowo 2, Gromadka, Jędrzychówek, Buczyzna S-74, Bielawy 1, Święciechowa 1, Żakowo 1, Polkowice S-192, Jędrzychów S-148, Obora S-155, Osiek S-266, Nowiny, Pogalewo, Osobowice, Mirków 1, Kątna 1, Chrzastawa 1, Dobrzeń 1, i Czeszów 4 (fig. 1). Uwzględniono

również dane z otworów wiertniczych wykonanych w okresie przedwojennym (Małomice, Kochlice, Pątnów, Piotrowice Wlk., Szukalice, Krajków) oraz z otworów wiertniczych wykonanych w okresie powojennym (Biskupin IG-1, Nowa Kuźnia IG-2 i Oława IG-1). Dane te pozwoliły na przedstawienie ogólnej interpretacji geologicznej obszaru przedsudeckiego.

LITOLOGIA I PETROGRAFIA PRZEWIERCONYCH SERII KRYSZALICZNYCH

Pierwsze wstępne opracowania petrograficzne skał krystalicznych obszaru przedsudeckiego ukazały się w okresie powojennym. Są to opisy petrograficzne granodiorytów z otworu Gościszowice i Nowiny w pracy Osiki (1961) oraz opracowania petrograficzne z otworów Obora S-155, Buczyna S-74 wykonanych przez Kuhla (1966). Natomiast nie było dotychczas szczegółowego opracowania petrograficznego pozostałych licznych otworów wiertniczych.

Poniżej przedstawiamy charakterystykę petrograficzną skał krystalicznych z otworów wiertniczych wykonanych na bloku przedsudeckim i monoklinie przedsudeckiej (fig. 1, 2—6; tab. 1).

Otwór Gościszowice

Skały krystaliczne zostały tu nawiercone na głębokości 333,5 m (fig. 2). Są to granodioryty barwy ciemnoszarej z dużymi szaroróżowymi skaleniemi do 2,5 cm średnicy. Przeważają jednak ziarna skaleni o rozmiarach 1—5 mm. Prócz skaleni megaskopowo dostrzega się liczne ciemnozielone ziarna amfiboli oraz blaszki biotytu i chlorytu. W znacznie mniejszych ilościach występują drobne, sinawe ziarenka kwarcu. Na rdzeniach widoczne są liczne spękania przebiegające pod kątem 30—80°. Górne partie rdzeni są silnie zwiędzale i mają zabarwienie szarozielone.

Pod mikroskopem skała wykazuje strukturę holokrystaliczną, nieco porfirowatą, teksturę zbitą, bezładną. W składzie mineralnym dominują plagioklasy, skalenie potasowe, biotyt, amfibole, kwarc oraz chloryt. W znacznie mniejszych ilościach występuje apatyt, rutyl oraz tlenki żelaza, które występują często w większych ilościach, jako produkt uboczny chlorytyzacji biotytu.

Plagioklasy tworzą ziarna hipautomorficzne

Za udostępnienie materiałów z wierceń serdecznie dziękujemy Dr. P. Karnkowskiemu, mgr. K. Skarbkowi, mgr. L. Cimaszewskiemu, mgr. J. Raźnemu, mgr. K. Dubińskiemu, mgr. M. Preidl i Doc. dr. J. Wyżykowskiemu oraz dr. A. Idzikowskiemu za wykonanie analiz spektralnych.

z dostrzegalną w niektórych przypadkach budową pasową. Częste są lamelki zbliźniaczeń albitowych bądź karlsbadzko-albitowych. Prawie wszystkie ziarna cechuje daleko posunięty proces przeobrażenia w agregat serycytowo-epidotowy, któremu czasami towarzyszy również kalcyt. Na podstawie pomiarów kąta wygaszania światła w przekrojach prostopadłych do osi krystalograficznej x stwierdzono, że występujące plagioklasy, należą do kwaśnego andezynu oraz silnie zasadowego oligoklazu, a zawartość cząsteczki anortytowej wynosi od 27 do 35%. Brzeżne partie wielu ziarn są znacznie kwaśniejsze oraz świeższe, bez śladów wtórnych przeobrażeń. Reprezentowane są one przez kwaśny oligoklaz, a nawet albit.

Skaleni potasowe tworzą ziarna ksenomorficzne, stosunkowo słabo przeobrażone, lokalnie tylko występują w nich drobne przerosty tworzące struktury perytytowe. Często natomiast tworzą formy poikilitowe, przy czym wrostkami są wszystkie pozostałe składniki mineralne. Niektóre z nich, jak amfibole, są wyraźnie korodowane przez skałę potasową, natomiast na granicy z plagioklazami brak struktur myrmekitowych. Kratki mikroklinowej nie stwierdzono.

Biotyt tworzy stosunkowo duże blaszki. Stwierdzono obecność dwóch wyraźnie różniących się pleochroizmem odmian biotytu. Pierwszą cechuje pleochroizm ciemnobrunatny dla kierunków γ i β , a żółtawy dla α , drugie mają natomiast pleochroizm dla γ i β ciemnozielony, a dla α jasnożółtawy. W wielu blaszkach obecne są wrostki drobnych owalnych ziarn apatytu, rzadziej cyrkonów lub rutyli. Proces chlorytyzacji obejmuje obie generacje biotytów i w wielu przypadkach jest bardzo daleko posunięty. Szczególnie pospolity jest on w preparatach z wyższych partii wierceń. Procesowi chlorytyzacji biotytu towarzyszy zwykle wydzielanie się sporych ilości tlenków żelaza.

Amfibole reprezentowane są przez hornblende. Świeże ziarna wykazują wyraźny pleochroizm zielony dla γ oraz jasno zielonawy lub żółtawy dla β i α . Większość ziarn jest jednak silnie przeobrażona, skorodowana, lub odbarwiona. W ostatnim przypadku pleochroizm jest bardzo słaby. Najczęstszym produktem przeobrażenia jest chloryt oraz tlenki żelaza, rzadko towarzyszy im tytanit. Ilościowo amfibole ustępują nieco biotyty.

Kwarc tworzy ziarna ksenomorficzne, chociaż czasem jako wrostki w skaleni potasowym ma własne zarysy. Większość ziarn wykazuje normalne wygaszanie światła, nie wskazujące na silniejsze zaburzenia tektoniczne. Jedynie w stropowej części skały (głębokość 333,5 m) większość ziarn jest silnie strzaskana.

Kalcyt występuje w drobnych ilościach, będąc jednym z produktów wtórnych przeobrażeń niektórych plagioklazów. Przeważająca część przeobrażonych plagioklazów zawiera wyłącznie agregat serycytowy bądź serycytowo-epidotowy. Znaczną zawartość węglanów stwierdzono jedynie w preparacie z głębokości 335,5 m, gdzie prócz drobnych skupień w silnie przeobrażonych plagioklazach wypełnia on liczne spękania skały w formie żyłek tworzących gęstą siatkę w silnie strzaskanej skale.

Pozostałe składniki, prócz chlorytu i serycytu, będące produktami wtórnych przeobrażeń innych minerałów występują w ilościach podrzędnych. Skałę należy określić jako granodioryt.

Otwór Ługowo 2

Na głębokości 2846,2 do 2847,3 m występuje granit szaroróżowy, drobnoziarnisty z ziarnem o średnicy od 0,1 do 5 mm (fig. 2). Ku dołowi rozmiary ziarn wyraźnie maleją. Skała jest mocno spękana pod kątem 30–90°, przy czym powierzchnie spękań pokryte są cienką błoną materiału ilastego.

W obserwacjach mikroskopowych stropowe partie granitu z głębokości 2847,0 m wykazują strukturę holokrystaliczną i teksturę kataklazową. Skataklazowana skała zablizniona jest drobnokrystalicznym agregatem kwarcowo-skalieniowym, w którym występują postdeformacyjne krystaloblasty skaleni. W składzie mineralnym granitu dominują kwarc i skalenie. W podrzędnych ilościach występuje jasny łyszczyk

oraz biotyt prawie całkowicie przeobrażony w związki żelaza. Akcesorycznie spotyka się minerały z grupy epidotu, apatyt oraz magnetyt. Na głębokości 2872,7 m skała ma strukturę mikropegmatytową, która zajmuje około 60% objętości badanego preparatu. Struktura mikropegmatytowa związana jest nie tylko ze skaleni potasowymi, ale także z plagioklazami, wewnątrz których występują liczne jednakowo optycznie zorientowane wrostki kwarcu.

Granit z głębokości 2874,0 m ma podobny skład mineralny jak z głębokości 2872,7 m, z tym że struktury mikropegmatytowe są rzadkie, choć występują tak w niektórych skaleniach potasowych, jak i plagioklazach.

Dominującym składnikiem wszystkich opisanych prób granitowych jest kwarc. Ziarna jego są ksenomorficzne i zawierają pojedyncze wrostki serycytu lub apatytu. W wielu przypadkach obserwuje się optycznie zorientowane przerosty kwarcu ze skaleni (mikropegmatyty). W skataklazowanym granicie z głębokości 2847,0 m kwarc tworzy wraz z drobnymi skaleni spoiwo, w którym widać wyraźną rekrytalizację.

Skalenie reprezentowane są przez mikroklin oraz co najmniej dwie generacje plagioklazów.

Mikroklin występuje w formie dużych (do 1 mm) ziarn o kształtach ksenomorficznych. Jego wypustki wnikają w otaczające go minerały, które pochłania lub wypiera. Metasomatyczna mikroklinizacja ujawnia się szczególnie w skataklazowanym granicie (2847,0 m), gdzie w drobnej mozaice kwarcowo-skalieniowej pojawiają się duże fenokryształy mikroklinu z pojedynczymi wrostkami kwarcu. Kratki mikroklinowej brak, jednak większość ziarn wykazuje nierównomierne wygaszanie światła.

Plagioklasy reprezentowane są przez automorficzne oligoklasy o zawartości 18% An oraz ksenomorficzne, często silnie przeobrażone albity, które ilościowo przeważają. U oligoklazów zblizniaczenia według prawa albitowego są powszechne i zazwyczaj na całym ziarnie występują widoczne wyraźne lamelki bliźniacze. Albity cechuje ubóstwo lamelek bliźniaczych, przy czym są one często pourywane i niewyraźne. Oba plagioklasy wypiera mikroklin. Albity są ponadto silnie zmętniałe na skutek daleko posuniętego procesu serycytyzacji oraz obecności pigmentu związków żelaza (hematytu). Produktem przeobrażenia plagioklazów są także drobne ilości epidotu.

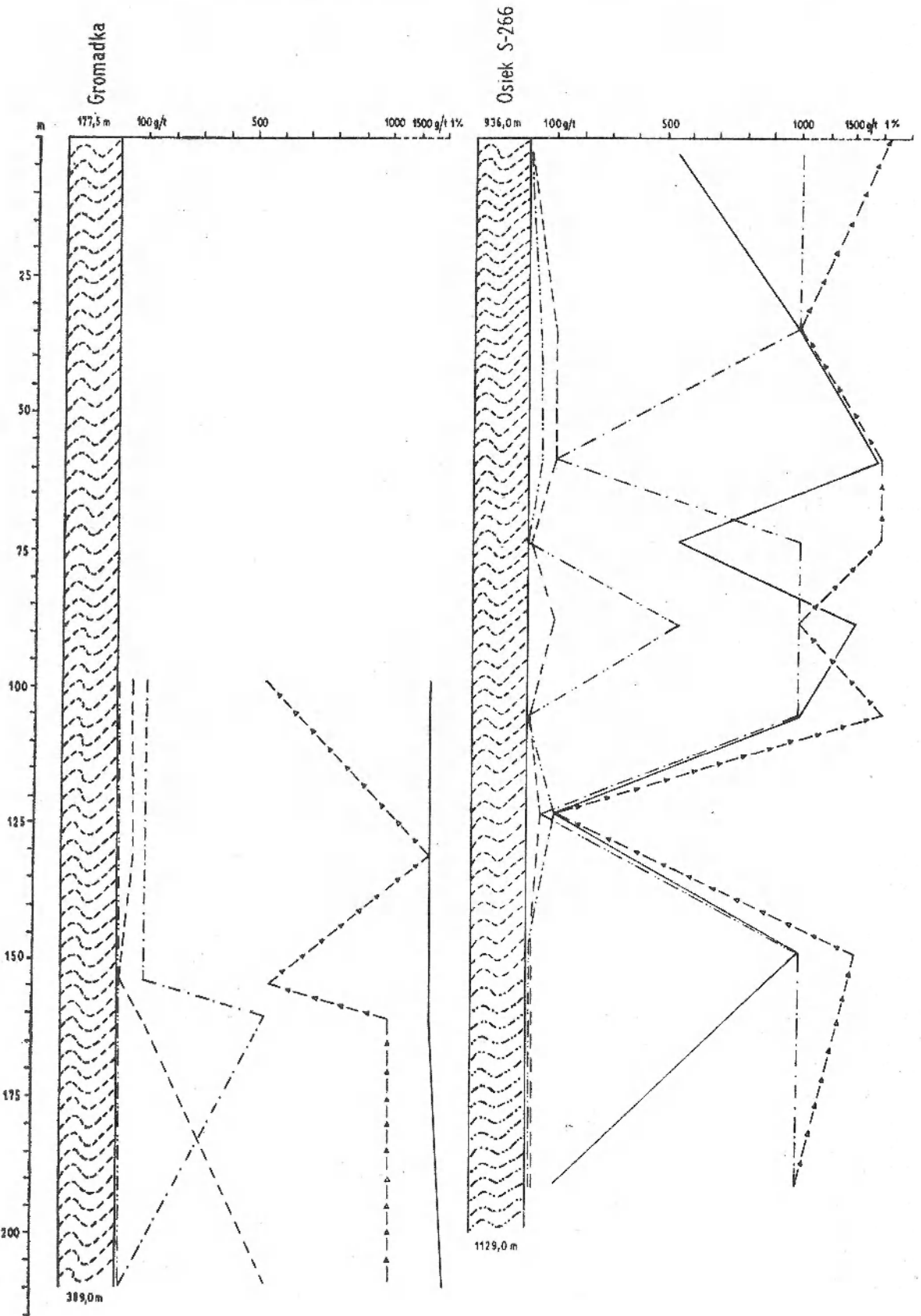


Fig. 3

Profile litologiczne i rozmieszczenie pierwiastków Ni, Cr, V, Co, Ti w podłożu krystalicznym w otworach wiertniczych Gromadka i Osiek S-266. Objasnienia jak na figurze 1 i 2

Lithological profiles and distribution of Ni, Cr, V, Co, Ti in crystalline basement drilled by the Gromadka and Osiek S-266 bore-holes. Legend as in figs. 1 and 2

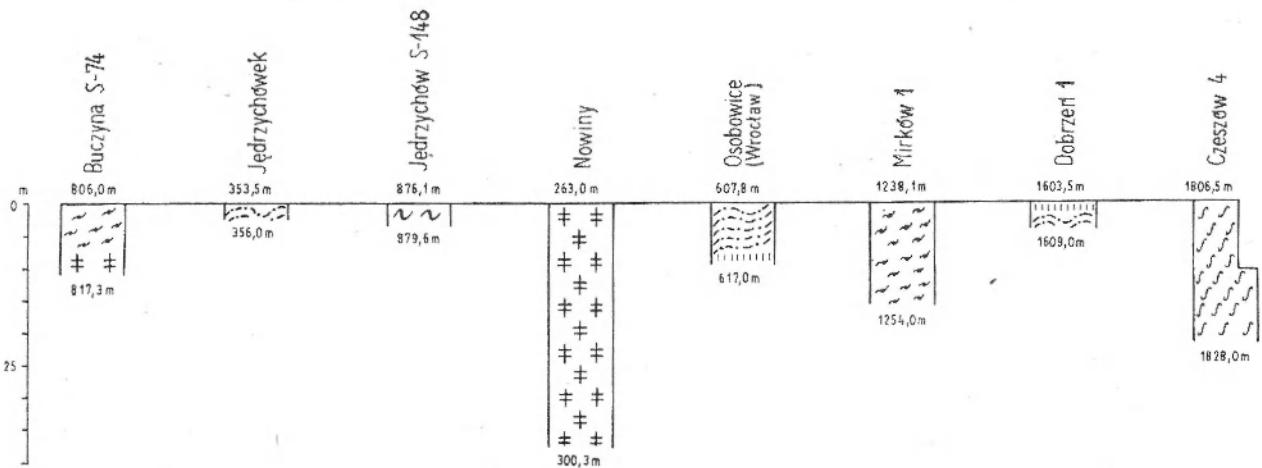


Fig. 4

Profile litologiczne w podłożu krystalicznym w otworach wiertniczych Buczyna S-74, Jędrzychówek, Jędrzychów S-148, Nowiny, Osobowice (Wrocław), Mirków 1, Dobrzeń 1 i Czeszów 4. Objasnienia jak na figurze 1 i 2

Lithological profiles of crystalline basement drilled by the bore-holes: Buczyna S-74, Jędrzychówek, Jędrzychów S-148, Nowiny, Osobowice (Wrocław), Mirków 1, Dobrzeń 1, Czeszów 4. Legend as in figs. 1 and 2

Biotyt występuje w zmiennych ilościach. Tworzy drobne i postrzępione blaszki silnie zazwyczaj przeobrażone. Najświeższe wykazują barwy pleochroiczne żółto-brązowe dla kierunku α oraz ciemnobrązowe z lekkim odcieniem zielonawym dla γ i β . Większość blaszek uległa całkowitemu przeobrażeniu. Procesy przeobrażenia doprowadziły do powstania chlorytu z wydzielaniem tlenków żelaza. Czasem w pseudomorfozach tlenków żelaza po biotycie zachowały się ślady łupliwości według (001). Reasumując, w otworze wiertniczym Ługowo 2 występuje granit, który w stropowych częściach jest silnie skataklazowany, a w głębszych zawiera partie o charakterze mikropegmatytowym.

Otwór Gromadka

Skały krystaliczne w otworze Gromadka występują na głębokości 177,5–389,0 m (fig. 3). W górnej części od głębokości 177,5–261,0 m występuje seria szarych fyllitów partiami słabo zwietrzałych, częściowo zmiętych, w której obserwuje się wkładki i przerosty kwarcytowe w nieregularnych odstępach. W dolnej części od 261,0–389,0 m seria fyllitów ma barwę ciemnoszarą. Również i w tej części obserwuje się cienkie kilkunastocentymetrowe wkładki i soczewki jasnoszarego kwarcytu. Cała seria jest zmięta, a szczególnie jej dolne partie.

Do badań petrograficznych pobrano próbkę z głębokości 278,0–309,8, 333,2 i 339,6 m. Dominującymi składnikami są: pelit kwarcowy i serycyt. W stosunkowo dużych ilościach (ok. 10 %) występują również węglany (kalcyt, dolomit), których drobne ziarna spotyka się głównie w partiach wyraźnie laminowanych. W znacznie mniejszych ilościach występuje pelit substancji węglistej oraz tlenków żelaza. Węglany tworzą również subtelne żyłki przecinające skałę. Na głębokości 309,8 m skała ma strukturę granoblastyczną, nierównoziarnistą, a tekstura łupkowa skały jest bardzo słabo widoczna. W drobnoziarnistym kwarcowo-skaleniovym tle skały tkwią liczne większe ziarna (do 0,5 mm) kwarcu z wyraźnymi śladami rekrytalizacji oraz rzadsze skupienia węglanów. Jako większe ziarna, dochodzące do 0,3 mm, występują również plagioklasy z widocznymi lamelkami zbliźniczeń albitowych. W tle skalnym dość częsty jest serycyt oraz tlenki żelaza. Jako minerały akcesoryczne występuje cyrkon, turmalin, apatyt i tytanit. Skałę przecinają żyłki dolomitu o miąższości nie przekraczającej 1 mm.

Podobną strukturę, teksturę i skład mineralny ma skała z głębokości 333,2 m. Jest jednak uboższa w turmalin (znaleziono tylko 1 ziarno w preparacie), natomiast wzrasta zawartość kwarcu żyłowego. Fragment skały z głębokości 339,6 m przedstawia fyllit o strukturze blastopelitowej silnie zaburzony i bogaty w serycyt.

Zawiera on w sobie liczne soczewki i żyły kwarcowe. W opisywanym preparacie około 2/3 powierzchni zajmuje kwarc żyłowy. Skalę należy określić jako fyllit, przy czym na głębokości 278 m występuje pelit grafitowy.

Otwór Jędrzychówek

Pod osadami trzeciorzędowymi nawiercono w tym otworze na głębokości 353,5–356,0 m łupki biotytowe (fig. 4). Są one ciemnoszare i partiami wykazują doskonałą foliację. W rdzeniu widoczne są również soczewki i grubsze laminy jasnoszarego kwarcu, których grubość nie przekracza kilku centymetrów. Lokalnie w spękaniach oraz w partii bez widocznej tekstury łupkowej na głębokości 356 m stwierdzono obecność pirytu. Badaniom mikroskopowym poddano 2 próbki z głębokości 356,0 m. Pierwsza stanowi fragment serii łupku biotytowego, który uległ silnej chlorytyzacji na kontakcie ze skałą żyłową, druga natomiast stanowi fragment skały żyłowej.

Łupek wykazuje strukturę granolepidoblastyczną i teksturę łupkową, podkreśloną przez równoległe ułożenie minerałów blaszkowych oraz wyraźne spłaszczenie większych ziarn kwarcu i skaleni. W składzie mineralnym dominują: kwarc, skalenie oraz chloryt powstały głównie przez chlorytyzację biotyту. W większych ilościach występują również tlenki żelaza, które zwykle towarzyszą chlorytom.

Biotyt zachował się tylko szczątkowo, tworząc drobne wrostki w ziarnach kwarcowych i skaleniowych. Sporadycznie spotyka się również fragmenty niezupełnie przeobrażonego w chloryt biotyту. Kwarc tworzy pojedyncze ziarna lub pourywane laminy złożone z agregatu drobnych ziarn kwarcu z pojedynczymi skaleniakami i chlorytem, rzadziej z biotytem. Rozmiary pojedynczych ziarn nie przekraczają 0,8 mm.

Skalenie reprezentowane są przez kwaśne plagioklasy należące do albitu o zawartości około 8% An oraz przez skaleń potasowy. Większość ziarn jest ksenomorficzna oraz silnie zaprószona serycytem i subtelnym pigmentem związków żelaza. Jedynie niektóre albity, na których dostrzegalne są czasem cieniutkie lamelki zbliżniaczeń albitowych mają kształty hipidiorficzne. Wśród skaleni potasowych dostrzega się obecność dwóch generacji — starsza, która podobnie jak plagioklasy jest silnie zaprószona

serycytem i młodsza pozbawiona prawie zupełnie serycytu i tylko lekko zaprószona związkami żelaza. Starsze skalenie potasowe oraz plagioklasy występują często w młodszych skaleniach potasowych jako drobne wrostki. Chloryt powstały przez przeobrażenie biotyту cechuje obecność licznych tlenków żelaza, przerastających jego blaszki lub występujących w ich sąsiedztwie. Stwierdzono również obecność chlorytu pierwotnego, tworzącego cienkie (do 0,3 mm) żyłki przecinające skalę. W żyłkach tych chloryt ujawnia strukturę sferolityczną. Biotyty bez wyraźnych śladów chlorytyzacji zachowały się tylko w formie drobnych (do 0,2 mm) blaszek tkwiących jako wrostki w kwarcach lub skaleniach. Cechuje je pleochroizm z barwą jasnobrunatną dla kierunków γ i β , przy bezbarwności dla drgań zgodnych z α . Jako minerały akcesoryczne występuje ponadto cyrkon oraz apatyt. Skalę należy określić jako łupek biotytowy, przeobrażony na kontakcie ze skałą żyłową w łupek chlorytowy.

Druga próbka (fragment skały żyłowej), pobrana również z głębokości 356,0 m, wykazuje makroskopowo strukturę porfirową, teksturę zbitą, bezładną. Feonokryształkami tkwiącymi w ciemnoszarym afanitowym tle skały są piryty, których rozmiary dochodzą do 1 mm. Pod mikroskopem, w drobnoziarnistym tle skalnym wyróżnić można skalenie potasowe, kwarc, chloryt, piryt, serycyt oraz akcesoryczny apatyt.

Skalenie potasowe tworzą tło skały. Są ksenomorficzne i poikilitowo poprzerastane licznymi wrostkami kwarcu. Większość ziarn zaprószona jest ponadto drobnymi blaszkami serycytu, a w niektórych występuje również chloryt. Średnice pojedynczych ziarn dochodzą do 1,5 mm. Ilościowy ich udział wynosi około 40%.

Kwarc tworzy drobne (poniżej 0,5 mm) ksenomorficzne ziarna lub małe wrostki w skaleniach. W mozaice skaleniowo-kwarcowej występuje duża ilość chlorytu oraz pirytu.

Większość blaszek chlorytu jest drobna (0,1–0,2 mm), lecz pojedyncze dochodzą do 0,5 mm. Wykazują one słabe, jasnozielonkawe barwy dla γ i β oraz atramentowe lub zgnięzielone subnormalne barwy interferencyjne. Stwierdzono, że wzrost zawartości chlorytu w niektórych fragmentach skały związany jest ze wzrostem zawartości pirytu.

Piryt występuje w formie pojedynczych

automorficznych fenokryształów, dochodzących do 1 mm średnicy, oraz w postaci bardzo licznych nieprawidłowych ziarn tworzących wraz z chlorytem skupienia w tle skały. Automorficzne piryty mają pokrój sześciątów.

Otwór Buczyna S-74

W otworze tym skały krystaliczne pojawiają się na głębokości 806,0 m (fig. 4). W górnej części, do 812,0 m, widoczna jest tekstura lupkowa, która zanika ku dołowi. Od 812,0–816,0 m skała ma strukturę porfirowatą i teksturę bezładną. Poniżej, do głębokości 817,0 m, występuje ciemnoszary, lekko różowawy granodioryt o średnicy zarn od 0,5 do 8,0 mm. Cała seria wykazuje liczne spękania nachylone pod kątami od 30 do 90°.

Do badań mikroskopowych pobrano próbki z głębokości 812,0, 815,0, 816,0 i 817,0 m. Próbką z głębokości 812,0 m wykazuje strukturę granoblastyczną i lekko zaznaczoną teksturę równoległą. W składzie mineralnym dominują skalenie, kwarc oraz serycyt. Skalenie stanowiące tło skały mają ziarna nieregularne. Formy tabliczkowate spotykane są rzadko, lecz tylko w nich dostrzega się drobne lamelki zbliżniczeń albitowych. Określenie chemizmu tych skałeni ze względu na drobne rozmiary ziaren jest utrudnione. Większość form tabliczkowatych należy do kwaśnego oligoklazów a nawet albitu, natomiast pozostałe reprezentowane są przez skalenie potasowe. Skała poprzecinana jest licznymi żyłkami hematytowymi oraz kwarcowo-węglanowymi. Czasem żyłkom hematytowym towarzyszą węglany, a w kwarcowych pojawia się chloryt.

Skała z głębokości 815,0 i 816,0 m wykazuje pod mikroskopem strukturę porfiroblastyczną, teksturę zbitą, bezładną. W skaleniuowo-kwarcowo-biotytowej mozaice skalnej tkwią pojedyncze duże fenokryształy biotytów. Niektóre z nich wykazują w przekrojach równoległych do 001 zarysy sześcioboczne oraz obecność obwódek zbudowanych z substancji kryptokrystalicznej. Rozmiary fenokryształów biotytu dochodzą do 2 mm. Sporadycznie dostrzega się również obecność silnie przeobrażonych amfiboli o bardzo słabym, ledwie dostrzegalnym pleochroizmie w barwach żółtawozielonej dla kierunku γ i kącie wygaszania $z/\gamma = 14-16^\circ$.

Skalenie reprezentowane są przez kwaśne plagioklasy o zawartości poniżej 20% An oraz

przez skalenie potasowe. Wiele z nich, a w szczególności plagioklasy są silnie przeobrażone w serycyt lub agregat serycotowo-epidotowy.

Biotyty, których blaszki ułożone są chaotycznie w skale, cechuje pleochroizm z barwą żółtą do jasnobrunatnej dla kierunku α oraz ciemnobrunatną dla γ i β . Zwykle zawierają w sobie liczne wrostki, wśród których dominują tlenki żelaza. Sporadycznie dostrzega się również sagenitowe przerosty igiełek rutyłu. Wrostków cyrkonów brak, natomiast apatyty są dosyć częste.

Próbki z głębokości 817,0 m przedstawiają już skałę o strukturze holokrystalicznej, średnioziarnistej, porfirowatej. Tekstura jest zbita, bezładna.

W składzie mineralnym dominują plagioklasy, skalenie potasowe oraz biotyt. W mniejszych ilościach występuje kwarc i silnie schlorytyzowane amfibole. Jako minerały wtórne oraz akcesoryczne występują węglany (kalcyt), serycyt, epidot, apatyt, cyrkon, chloryt oraz tlenki żelaza. Plagioklasy, prócz udziału w drobno-kryształicznej mozaice skalnej, w której pospolite są struktury mikropegmatytowe, tworzą duże fenokryształy dochodzące do 2,5 mm średnicy. Większość z nich wykazuje obecność zbliżniczeń albitowych, rzadziej albitowo-karlsbadzkich lub albitowo-peryklinowych. W niektórych dostrzega się wyraźną budowę pasową, przy czym jądro i część zewnętrzna są nieco kwaśniejsze od części pośredniej bogatszej w anortyt. Należą one do zasadowego oligoklazów z przejściem do kwaśnego andezynu.

Skalenie potasowe rzadziej tworzą fenokryształy. Zwykle są ksenomorficzne i wraz z kwarcem wypełniają przestrzenie pomiędzy fenokryształkami plagioklazów i biotytów. Część z nich tworzy wraz z kwarcem struktury mikropegmatytowe.

Biotyt cechuje pleochroizm z barwami ciemnobrunatnymi dla wektorów γ i β i żółtą z odcieniem brunatnym dla α . Częste są w nim wrostki i przerosty tlenków żelaza, rzadziej wrostki apatytów. Proces chlorytyzacji zaznacza się tylko w niektórych blaszkach, szczególnie w pobliżu żyłek kalcytowych przecinających skałę.

Kalcyt występuje jako drobne żyłki oraz jako produkt przeobrażenia skałeni, którego wynikiem jest także obecność minerałów z grupy epidotu oraz serycytu.

Skalę z głębokości 817,0 m ze względu na ubóstwo kwarcu, oraz wyraźną przewagę pagio-
klazów nad skaleniami potasowymi należy okre-
ślić jako granodioryt, natomiast skały wyżej
zalegające (806—816,0 m) mają charakter horn-
felsów.

Otwór Bielawy 1

Skały krystaliczne występujące w tym otwo-
rze są wykształcone jako ciemnoszare fyllity
o odcieniu zielonym. Są one mocno sprasowane
i wyraźnie laminowane, z laminami ciemno-
szarymi i jasnoszarymi. Upad lamin jest zmien-
ny w granicach 15—60°. Fyllity zostały nawier-
cone w głębokości 2627,0—2774,6 m (fig. 5).
Większa część została przewiercona gryzerem,
a jedynie w głębokości 2715,3—2719,4 m otwór
był rdzeniowany.

Do badań petrograficznych pobrano próbki
z głębokości 2716,2 i 2719 m. Pod mikroskopem
stwierdza się strukturę drobno- i nierówno-
ziarnistą, teksturę łupkową. W składzie mineral-
nym obok drobnych ziarenek kwarcowych pos-
polity jest serycyt, którego równoległe ułożenie
blaszek zgodne z laminacją podkreśla teksturę
łupkową skały. Ponadto występują liczne auto-
morficzne ziarenka pirytu o średnicy do 0,3 mm.
Znacznie rzadziej i tylko w laminach o wyraźnie
grubszym ziarnie występują drobne (do 0,15
mm) skaleni. Niektóre z lamin wykazują silne
pofałdowanie. Lamin o grubszym ziarnie (0,1—
0,2 mm) bogatsze w kwarc i drobne ziarenka
skaleni oddzielone są materiałem drobniejszym,
głównie serycytowym lub smugami węglanów.
W obrębie niektórych jaśniejszych (o grubszym
uziarnieniu) lamin dostrzega się frakcjonalną
sedymencję. Na głębokości 2719,0 m napotka-
no laminę, zawierającą w tle serycytowo-
kwarcowym wyjątkowo duże, bo dochodzące
do 0,5 mm, automorficzne ziarna pirytu, wokół
których, w formie spłaszczonej zgodnie z lami-
nacją soczewek, stwierdzono obecność gipsu oraz
towarzyszącego mu kalcytu. Obecność gipsu
w skale silnie sfyllityzowanej należy tłumaczyć
jego wtórnym pochodzeniem związanym z utle-
nianiem siarczków w obecności CaCO₃. Z minera-
łów akcesorycznych stwierdzono obecność małe-
go ziarenka turmalinu (0,1 mm) oraz tytanitu
i cyrkonu. W laminach serycytowych fyllitu
stwierdzono również początek biotytyzacji.

Otwór Święciechowa 1

Wtwory krystaliczne w otworze Święciechowa
1 zostały stwierdzone na głębokości 2618,0—
2775,8 m (fig. 5). Są to łupki kwarcytowo-
serycytowe dolomityczne barwy szarej o odcie-
niu zielonym, wyraźnie mocno pofałdowane
i wtórnie złupkowane. Wśród łupków występują
przerosty i drobne soczewki kwarcytowe. Więk-
sza część otworu została przewiercona gryzerem,
a tylko interwały 2681,7—2688,2 i 2759,0—2776,8
m były rdzeniowane. Próby okrucowe z odcin-
ków wierconych gryzerem świadczą, że cały
interwał jest zbudowany z łupków kwarcytowo-
serycytowych.

Do badań petrograficznych pobrano próbki
z głębokości 2759,8, 2762,0, 2764,5, 2768,5 m.
Pod mikroskopem skały wykazują strukturę
lepidogranoblastyczną, drobnoziarnistą, tekstu-
rę łupkową. W przekroju prostopadłym do
foliacji dostrzega się wyraźną laminację. Domi-
nują laminę kwarcowe z drobną zawartością
serycytu i CaCO₃. Większość ziarn kwarcowych
nie przekracza średnicy 0,05 mm, a miąższość
poszczególnych lamin jest zmienna od 0,5 do
3 mm. Zróznicowanie wielkości ziarn kwarc-
wych, jak również zmienna zawartość w lami-
nach węglanów i serycytu, wskazuje na zmien-
ność warunków sedymencji. Poszczególne lami-
ny kwarcowe oddzielone są od siebie znacznie
cieńszymi smugami serycytowymi bądź sery-
cytowo-węglanowymi.

Wyraźnie odmienna od pozostałych jest
próbka pobrana z głębokości 2764,5 m. Wśród
normalnej drobnoziarnistej (ziarna kwarcu do
0,05 mm) serii łupkowej napotkano laminę
o miąższości 1,2 cm, o strukturze granoblastycz-
nej i znacznie grubszym uziarnieniu (kwarc od
0,05 do 0,2 mm). Serycyt występuje tutaj spora-
dycznie, a dominującymi składnikami są ziarna
kwarcu i węglanów, obok których występują
również pojedyncze plagioklasy. Wszystkie ziar-
na zazębiają się w mozaikę, przy czym w obrę-
bie tej laminy nie dostrzega się ukierunkowania
ziarn.

Średnia zawartość kwarcu w próbkach wy-
nosi około 75 %, a węglanów (głównie dolomitu)
od 10—15 %. Wyjątek stanowi jedynie skała
z głębokości 2764,5 m, gdzie w opisywanej lami-
nie zawartość węglanów wzrasta do 40 % i po-
jawia się większa ilość skaleni. Skaleni repre-
zentowane są przez kwaśne plagioklasy oraz

skaleń potasowy. Procentowy ich udział jest zmienny i wynosi od 0,5 do 2%, przy czym zawartość ich wzrasta z głębokością. Wyjątek stanowi również lamina z głębokości 2764,5 m, w której zawartość skaleni dochodzi do 6%. Tlenki żelaza występują zwykle w towarzystwie

lamen dolomitowo-serycytowych w formie drobnego pigmentu. Większe ziarna o rozmiarach około 0,1 mm występują rzadko. Ilościowy ich udział jest mały i nie przekracza 0,2%. Stwierdzono również obecność apatytu występującego w skale w śladowych ilościach jako drobne (poniżej 0,05 mm) igielkowane wrostki w większych ziarenkach kwarcowych. Na podstawie składu mineralnego oraz struktury i tekstury skały należy określić jako dolomityczne łupki kwarcytowo-serycytowe.

Otwór Żakowo 1

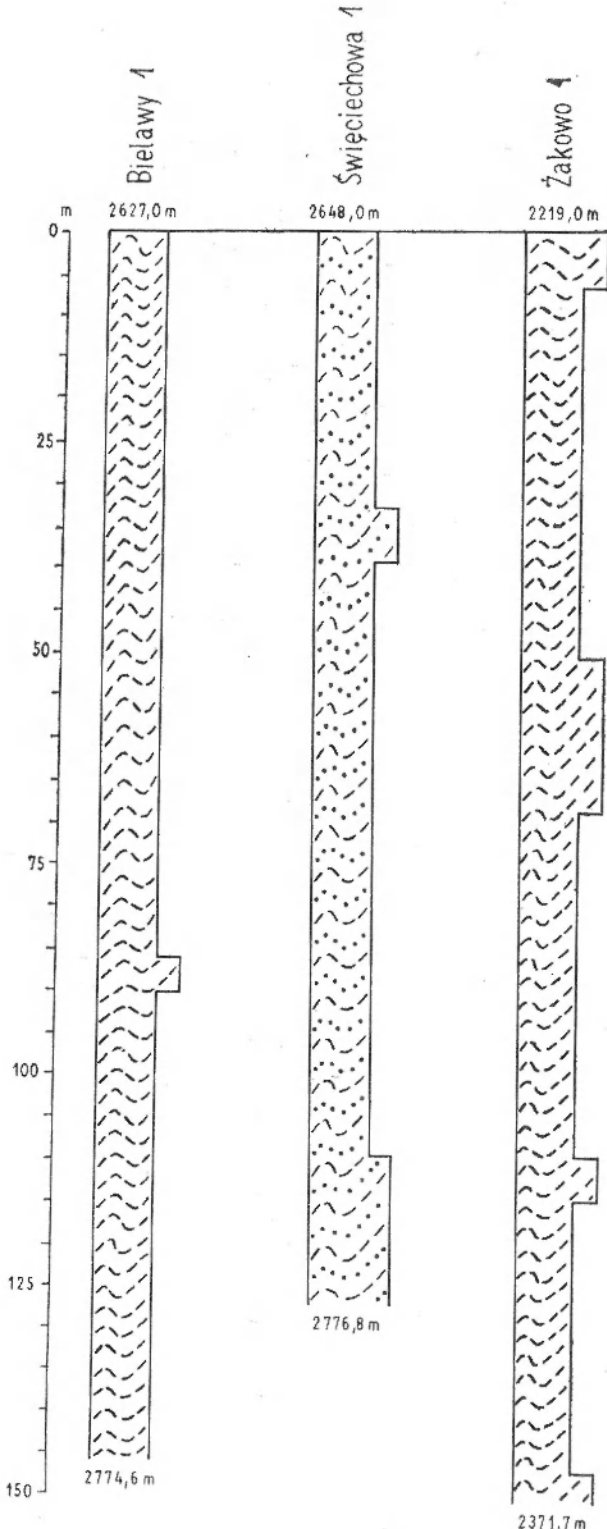
Seria krystaliczna w tym otworze została nawiercona w głębokości 2219,0–2371,7 m (fig. 5). Są to fyllity, zmięte miejscami z wyraźnymi fałdkami, o barwie szaropopielatej z odcieniem zielonawym lub wiśniowym. W głębokości 2330,5–2338,0 m występują partie mocniej zmięte i częściowo brekcyjne. W części spągowej można obserwować szczeliny wypełnione kwarcem szaroróżowym. Przebieg szczelin o rozstępie dochodzącym do 1 cm, jest różnokierunkowy.

Do głębokości 2337,6 m oraz z głębokości 2371,6 m skały ujawniają pod mikroskopem strukturę blastopelitową, teksturę równoległą. Dostrzega się w nich laminy zbudowane z bardzo drobnych huseczek serycytu, chlorytu oraz pelitu kwarcowego. W niektórych laminach znajdują się ponadto drobne skupienia węglanów. Wymiary poszczególnych ziarn (bez węglanów) są rzędu 0,01 mm. Poszczególne laminy, których miąższość waha się od 0,3 do 1,5 mm oddzielone są od siebie cienkimi smugami serycytowymi, węglanowymi bądź serycytowo-węglanowymi. Smugom tym towarzyszą zwykle drobne ilości tlenków żelaza. W laminach serycytowo-kwarcowych wielkość ziarn kwarcu nie przekracza 0,01 mm. Zdarzają się jednak soczewkowane skupienia kwarcu, które dochodzą do $2 \times 0,4$ mm. Od głębokości 2222,0 m dostrzega się wyraźne zmniejszenie udziału węglanów

Fig. 5

Profile litologiczne w podłożu krystalicznym w otworach wiertniczych Bielawy 1, Święciechowa 1 i Żakowo 1. Objasnienia jak na figurze 1 i 2.

Lithological profiles of crystalline basement drilled by the Bielawy 1, Święciechowa 1, and Żakowo 1 boreholes. Legend as in figs. 1 and 2



w skale oraz wyraźny podział na warstewki kwarcowe i serycytowe. W próbkach z głębokości 2332,0 i 2337,6 m obserwuje się silne strzaskanie skały, nieco wyraźniejszą rekrytalizację oraz zabliznienie spękań żyłkami hematytowymi, a czasami hematytowo-kwarcowymi. W samych laminach występują też liczne drobne tlenki żelaza.

Odmienne nieco wyglądają skały z głębokości 2368,5 i 2370,0 m. W drobnoziarnistym tle skały, zbudowanym z kwarcu, serycytu, skaleni i chlorytu tkwią liczne większe (do 0,5 mm) ziarna kwarcu i skaleni. Wśród skaleni znaleziono mikroklin, oligoklaz, a nawet ziarno albitu z wyraźną strukturą szachownicową. Te duże ziarna są zazwyczaj owalne, czasem otoczone obwódka serycytową. Skałę przecinają pojedyncze żyłki kwarcowe bądź kalcytowe. Na głębokości 2371,6 m występuje znów fyllit, składający się z serycytu, kwarcu i chlorytu. W tle skały brak węglanów.

Ze względu na strukturę, teksturę oraz skład mineralny skały należy określić jako fyllity, przy czym partie z głębokości 2368,5 oraz 2370,0 m ze względu na obecność większych ziarn kwarcu i skaleni można określić jako piaszczyste fyllity.

Otwór Polkowice S-192

Na głębokości 1107,0–1126,7 m pod osadami czerwonego spagowca stwierdzono występowanie łupków biotytowych barwy ciemnoszarej, ze smugami brunatnymi wzbogaconymi w hematyt i węglany (fig. 2). Tekstura równoległa skały jest podkreślona warstewkami jasnoszarego kwarcu o upadzie 20–60°. Ponadto skała pocięta jest żyłkami kwarcowymi, z których nieliczne mają zabarwienie różowe. W dolnej części otworu wiertniczego (1125,0 m) dostrzegalne są liczne drobne granaty dochodzące do 2 mm średnicy.

Skała z głębokości 1107,2 m wykazuje pod mikroskopem strukturę granolepidoblastyczną oraz słabo zaznaczoną teksturę równoległą. W składzie mineralnym dominuje kwarc (około 75%). W dużych ilościach występuje również skałen potasowy (około 10%). Pozostałe składniki, jak: biotyt, chloryt, muskowit, plagioklasy, tlenki żelaza, występują w mniejszych ilościach, a apatyt, cyrkon, tytanit i kalcyt spotykane są rzadko. Dominują ksenomorficzne ziarna kwarcu, który wraz ze skałenem tworzy mozaikę

wzajemnie zazębiających się ziarn. W tej mozaice tkwią bardzo drobne blaszki biotyту i chlorytu oraz rzadsze, lecz znacznie większe (do 0,4 mm) muskowitu. Biotytom i chlorytom towarzyszą zwykle nagromadzenia rdzawych związków żelaza. Kwarc tworzy zazwyczaj drobne wzajemnie zazębiające się ziarna o rozmiarach od 0,1–0,3 mm. Tylko niektóre są większe i dochodzą do 1 mm. Lokalnie dostrzega się soczewkowate agregaty kwarcowe, lekko podkreślające teksturę łupkową skały.

Skalenie reprezentowane są przez mikroklin oraz kwaśne plagioklasy. Dominuje mikroklin, który w wielu przypadkach tworzy duże (do 2 mm) blasty z wrostkami kwarcu. Ziarna jego mają nieregularne zarysy i są silnie zmętniałe od delikatnego pigmentu hematytowego oraz drobnego serycytu. Niektóre wykazują chmurne wygaszanie z tendencją do tworzenia kratki mikroklinowej. Wśród plagioklazów dostrzec można 2 generacje. Starsza, spotykana sporadycznie, tworzy drobne (do 0,3 mm) hipautomorficzne ziarna z wyraźnymi lamelkami albitowymi. Występuje w mozaice kwarcowo-skałeniowej lub w postaci wrostków w skałeniach potasowych. Młodsza tworzy ziarna ksenomorficzne nieco większe (do 0,6 mm), w których jednak zarysy lamelek albitowych są ledwo dostrzegalne. Starsza generacja reprezentowana jest przez bardzo kwaśny oligoklaz (około 12% An), natomiast młodsza przez albit (6–8% An). Biotyty występują w formie drobnych (poniżej 0,4 mm) blaszek różnorodnie ułożonych w skale. Najświeższe cechuje pleochroizm z barwą cynamonowobrunatną dla γ i β oraz żółtawą dla α . W niektórych biotytach dostrzegalne są pojedyncze wrostki cyrkonów, przy czym wokół owalnych widoczne są pola pleochroiczne, których brak wokół cyrkonów automorficznych. Produktem wtórnych przeobrażeń biotyту są chloryty oraz tlenki żelaza. Muskowit tworzy pojedyncze, lecz większe (do 1 mm) blaszki występujące zazwyczaj w pobliżu skaleni potasowych. Zwykle przerośnięty jest licznymi drobnymi ziarnami kwarcu. Pozostałe składniki występują w ilościach podrzędnych. Skałę należy określić jako łupek biotytoto-chlorytowy.

Odmienny charakter ma skała z głębokości 1110,0 m. W preparacie widoczne są równoległe ułożone ciemne soczewkowate agregaty bogate w tlenki żelaza i kwarc. Towarzyszą im w zmienionych ilościach jasne łyszczki i węglany. Agregaty

te zajmują około 1/3 objętości skały. Pozostała część uboższa w ciemne składniki zbudowana jest z kalcytu, jasnego łyszczyka oraz kwarcu. Jasny łyszczyk nie tworzy większych oddzielnych blaszek, lecz przerosty z kalcytem, który stanowi od 1/3 do 2/3 objętości skupień kalcytowo-serycytowych. Skałę należy określić jako łupek węglanowo-hematytowy. Próbką z głębokości 1118,0 m przedstawia znów łupek biotyto-chlorytowy. Wykazuje on strukturę lepidogranoblastyczną oraz wyraźną teksturę kierunkową podkreśloną przez równoległe ułożenie lamin i soczewek kwarcowych oraz wyraźne ukierunkowanie pozostałych składników mineralnych. W składzie mineralnym dominuje kwarc, obok którego występują liczne blaszki biotyty i chlorytu. Skalenie, jasne łyszczyki i tlenki żelaza występują w mniejszych ilościach, a pozostałe składniki, jak apatyt, granat, cyrkon, tytanit, występują w ilościach podrzędnych. Skałę przecinają żyłki kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe i kalcytowe. W brzeźnych partiach żyłek często obserwuje się obecność tlenków żelaza.

W pozostałych próbkach obok dominującego kwarcu widać znaczny wzrost zawartości tlenków żelaza i granatów. Wyraźnie natomiast maleje zawartość chlorytu. Granaty dochodzą do 2 mm średnicy (1125,0 m). Są jednak silnie spękane i częściowo przeobrażone. Skały te należy określić jako łupek biotytowy z granatami i dużą zawartością hematytu.

Otwór Jędrzychów S-148

Utwory krystaliczne nawiercono w głębokości 876,1–879,6 m. Reprezentowane są one przez gnejs biotytowy ciemnoszary, lokalnie prawie czarny (fig. 4). W dolnej części występuje żyłka kwarcu jasnoszarego. W całej serii zaznaczają się spękania pod kątem 20–90°.

Pod mikroskopem skała wykazuje strukturę granolepidoblastyczną, teksturę kierunkową podkreśloną przez równoległe ułożenie blaszek biotyty. W składzie mineralnym dominują skalenie, kwarc oraz biotyt. W podrzędnych ilościach występuje apatyt, cyrkon oraz tlenki żelaza. Jako minerały wtórne obok chlorytu, serycytu oraz minerałów z grupy epidotu spotyka się kalcyt.

Skalenie reprezentowane są głównie przez plagioklasy. Skalenie potasowe występują w zna-

cznie mniejszych ilościach. Kształty ziarn plagioklazów są izometryczne. Niektóre z nich są hipautomorficzne, większość jednak jest ksenomorficzna i silnie przeobrażona. Tylko pojedyncze ziarna ujawniają obecność wyraźnych lamellek zbliźniaczeń albitowych i na podstawie pomiaru kąta wygaszania światła mogą być zaliczane do oligoklazów o zawartości około 20% An. Pozostałe są nieco uboższe w cząsteczkę anortytową i należą do kwaśnego oligoklazów, a nawet albitu. Produktami wtórnymi przeobrażeń plagioklazów są agregaty serycytowo-epidotowe, a czasami także skupienia węglanu wapnia. Obecność węglanu wapnia związana jest z wyraźnie dostrzegalną albityzacją niektórych plagioklazów. Skalenie potasowe tworzą ziarna ksenomorficzne, silnie zserycytyzowane. W niektórych dostrzega się obecność struktur pertytowych, a większość cechuje plamiste, nierównomierne wygaszanie światła.

Kwarc tworzy pojedyncze ksenomorficzne ziarna towarzyszące skaleniom lub soczewkowane agregaty wzajemnie zazębiających się ziarn. Ostatnie, podobnie jak blaszki biotyty, często podkreślają teksturę kierunkową skały. W wielu ziarnach występują wrostki serycytu, rzadziej apatyty oraz faliste lub mozaikowe wygaszanie światła.

Blaszki biotyty ułożone są zazwyczaj równoległe. Nie tworzą jednak wyraźnych lamin ani smug. Jedynie lokalnie spotyka się większe skupienia biotyty, wydłużone zgodnie z teksturą skały. Wiele jednak blaszek ułożonych jest skośnie, a nawet prostopadle do tekstury kierunkowej skały. Jednakowe cechy optyczne wszystkich biotytów, jak pleochroizm o barwie jasnożółtej dla kierunku α i brunatnej dla γ i β oraz ich wzajemne przerastanie w większych skupieniach wykluczają obecność dwóch odrębnych generacji. Sugerują natomiast, że proces powstawania biotyty zachodził po ustaleniu tekstury skały. Niektóre blaszki biotyty zawierają wrostki cyrkonów z wyraźnymi obwódkami pleochroicznymi. Proces chlorytyzacji zaznacza się słabo tylko na brzegu niektórych blaszek. Towarzyszy mu zwykle obecność wydzielonych małych ilości tlenków żelaza.

Głównymi składnikami mineralnymi opisaną skałę są plagioklasy (38,2%), kwarc (27,8%), biotyt (17,4%) oraz skalenie potasowe (14,6%). Inne składniki, jak chloryt, kalcyt, epidot, serycyt, tlenki żelaza, apatyt i cyrkon

występują w ilościach nie przekraczających 1 %.

Ze względu na dużą zawartość skaleni oraz wyraźnie kierunkową teksturę skałę należy określić jako gnejs biotytowy.

Otwór Obora S-155

W otworze Obora pod utworami czerwonego spagowca na głębokości 976,4–1011,0 m występuje gnejs biotytowy szary ze smugami brunatnymi (fig. 2). W całej serii występują spękania ułożone w różnych kierunkach oraz drobne żyłki aplitowe. Na powierzchni spękań miejscami występują drobne ziarenka pirytu.

Do badań mikroskopowych pobrano próbki z następujących głębokości: 977,0, 989,0, 994,5, 999,4, 1002,5 oraz 1009,2 m. Pod mikroskopem skała z głębokości 977,0 m, stanowiąca fragment jasnoróżowego gnejsu, wykazuje strukturę granolepidoblastyczną, teksturę gnejsową. W składzie mineralnym dominującą rolę odgrywają skaleni i kwarc. W mniejszej ilości występuje biotyt, kalcyt oraz jasne łyszczki i chloryt, a akcesorycznie cyrkon, apatyt, rutyl oraz tlenki żelaza.

Skaleni stanowią około 60 % objętości skały. Większość z nich jest prawie całkowicie przeobrażona w agregat serycytowy bądź serycyto-epidotowy. Produktem przeobrażenia skaleni są również węglany (kalcyt), których drobne skupienia tkwią często w serycyto-epidotowej masie. W nielicznych świeżych ziarnach skaleni dostrzega się obecność drobnego pigmentu związków żelaza, a czasem także lamelki zbliźniaczeń albitowych. Na podstawie pomiaru kąta wygaszania światła plagioklasy występujące obok skaleni potasowych można zaliczyć do oligoklazu o zawartości około 25 % An.

Głównym łyszczkiem jest biotyt. Świeże blaszki cechuje pleochroizm w barwach cynamonowobrunatnych dla γ i β . Niektóre blaszki uległy częściowej chlorytyzacji, wydzielając równocześnie tlenki żelaza. Muskowit występuje podrzędnie w formie drobnych (do 0,5 mm) blaszek znajdujących się zwykle w pobliżu przeobrażonych skaleni.

Próbka z głębokości 989,0 m przedstawia fragment żyły aplitowej. Ma ona strukturę holokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną. W składzie mineralnym dominuje skałen potasowy około 60 % i kwarc 30 %. Ponadto występuje biotyt i chloryt 5 %, plagioklaz 2 %, kalcyt 2 % oraz serycyt, apatyt, cyrkon, rutyl i tlenki

żelaza. Skaleni potasowe tworzą ziarna ksenomorficzne, których rozmiary w skrajnych przypadkach dochodzą do 2 mm. Często zawierają w sobie liczne wrostki silnie zserycytowanych plagioklazów, kwarcu i apatyty, a czasem także drobne skupienia kalcytu. Wszystkie są lekko zaprószone pyłem hematytowym i wykazują nierówne, plamiste wygaszanie. Obecności kratki mikroklinowej nie stwierdzono, lecz miejscami widoczna jest tendencja do jej powstawania. W niektórych ziarnach występują drobne pertyty.

Pomiędzy ziarnami skaleni potasowych występują znacznie mniejsze ziarna kwarcu i kalcytu oraz blaszki biotyty bądź chlorytu, którym towarzyszą tlenki żelaza. Skałę przecinają drobne żyłki o grubości do 0,25 mm zbudowane z tlenków żelaza i kalcytu.

Próbka gnejsu z głębokości 994,5 m, która megaskopowo wykazuje lekki zielonawy odcień ujawnia pod mikroskopem strukturę poikiloblastyczną oraz teksturę gnejsową. W składzie mineralnym dominują silnie przeobrażone poikiloblasty skaleni, kwarc, biotyt i kalcyt. Ponadto stwierdzono obecność chlorytu i apatyty oraz licznych drobnych skupień tlenków żelaza. Skaleni reprezentowane są przez plagioklasy, które prawie w całości uległy przeobrażeniu w agregat serycyto-epidotowy, oraz przez skaleni potasowe, które w znacznie mniejszym stopniu uległy procesowi serycytyzacji. W tym silnie przeobrażonym tle skaleniowym, bogatym w kalcyt i serycyt, trudno określić granice poszczególnych ziarn. Jedyne ziarna kwarcu, a czasami również biotyty, tworzą wyraźnie oddzielające się skupienia. Biotyt, który występuje w formie skupień lub pojedynczych małych (do 0,5 mm) blaszek jest również częściowo przeobrażony w chloryt lub zatracą intensywność swego zabarwienia wykazując zielonawobrunatne lub jasnobrunatne barwy pleochroiczne dla kierunków γ i β . Spotykane są też blaszki biotyty, które są partiami całkowicie odbarwione bądź zastąpione częściowo, a nawet całkowicie przez kalcyt. Stąd często dostrzega się równoległe przerosty biotyty z kalcytem.

Pozostałe próbki (999,4, 1002,5, 1009,2 m) mają strukturę lepidogranoblastyczną i teksturę gnejsową. W składzie mineralnym obok kwarcu i w zmiennym stopniu przeobrażonych skaleni występuje biotyt o cynamonowobrunatnych barwach pleochroicznych dla kierun-

ków γ i β . Ponadto częsty jest serycyt i kalcyt, znacznie rzadszy apatyt i cyrkon, a w próbkach z głębokości 999,4 i 1009,2 m występują również granaty. Tlenki żelaza są pospolite we wszystkich próbkach.

Występujące w otworze wiertniczym serie skalne reprezentują kompleks paragnejsowy (gnejsy biotytowe) zróżnicowany w zależności od materiału wyjściowego. Seria cała przecięta jest licznymi żyłkami kwarcowo-skaleniovymi, których skład mineralny odpowiada aplitom.

Otwór Osiek S-266

Bezpośrednio pod utworami czerwonego spągowca w głębokości 936,0–1129,0 m występują skały zmetamorfizowane (fig. 3). W interwale od 936,0–1090,0 m występują skały wykształcone w postaci fyllitów, które od 1010,0–1065,0 m są lokalnie wyraźnie brekcyjne i zawierają przerosty i soczewki szarego kwarcytu. Fyllity są mocno zmięte i wykazują wtórne złupkowanie. Na powierzchni złupkowania pojawiają się również sliksolity. W górnej części fyllity są szare o odcieniu brunatnopozielatym, a ku dołowi mają barwę bardziej ciemnoszarą ze smugami brunatnoszarymi.

W dolnej części od 1090,0–1129,0 m występują łupki łyszczykowe ciemnoszare ze smugami brunatnoszarymi, z przerostami i jasnoszarymi soczewkami kwarcytowymi. W całej serii fyllitów i łupków łyszczykowych obserwuje się liczne spękania ułożone pod różnym kątem. Powierzchnie tych spękań pokryte są cienką powłoką materiału ilastego o odcieniu brunatnym.

Pod mikroskopem fyllit z głębokości 939,5 m wykazuje strukturę blastopelitową, teksturę łupkową. Skała pocięta jest ponadto żyłkami kwarcowymi, węglanowymi i hematytowymi. W składzie mineralnym dominują subtelne łuseczki serycytu i pelit kwarcowy. Występują również spore ilości drobnych skupień węglanowych oraz związki żelaza, które prócz występowania w postaci drobnych żyłek tworzą pigment w tle skały. Teksturę łupkową podkreśla równoległe ułożenie serycytu oraz zróżnicowanie jego zawartości w poszczególnych laminach. Na granicy pomiędzy poszczególnymi laminami dostrzega się wyraźny wzrost zawartości węglanów, które czasem również tworzą drobne, nieciągłe laminy. Na głębokości 995 m

w afanitowym tle skalnym, w którym prócz serycytu i pelitu kwarcowego dostrzega się bardzo drobne łuseczki chlorytu, tkwią pojedyncze ziarenka kwarcowe o rozmiarach do 0,3 mm. W odosobnionych przypadkach dostrzega się znacznie większe agregaty kwarcowe (1–2 mm) będące fragmentami łupków krystalicznych. Ziarna te mają owalne kształty, a tło skalne tworzy wokół nich struktury opływowe. Tekstura łupkowa skały jest wyraźnie zaznaczona przez równoległe ułożenie składników mineralnych. Na głębokości 1025,0 m ilość obcych fragmentów, głównie okruchów skał metamorficznych (łupki i gnejsy) wzrasta. Pojawiają się również drobne okruchy silnie zserycytzowanych skaleni, w których dostrzega się czasem lamelki zbliżniaczeń albitowych. Drobnodziarniste tło skały wykazuje znacznie silniejszą rekrytalizację. W próbce z głębokości 1061,0 m występują fragmenty fyllitowe spojone grubokrystalicznym kalcytem. Fragmenty wykazują daleko posuniętą rekrytalizację. Pojawiają się pojedyncze blaszki muskowitu o średnicy 0,3 mm oraz drobne skupienia tytanitu.

Skały z głębokości 1092,0 i 2229,0 m ujawniają dalszy wzrost stopnia rekrytalizacji. Mimo że skała jest jeszcze drobnodziarnista, z łatwością można wyróżnić poszczególne ziarna. Obok kwarcu, serycytu, skaleni, pojedynczych muskowitów (do 1 mm) dostrzega się obecność drobnych ilości biotytu, turmalinu i granatu, brak natomiast kalcytu oraz chlorytu, które występują jedynie w nielicznych żyłkach przecinających skałę. Opisane próbki z głębokości 939,5–1061,0 m przedstawiają serię fyllitów, natomiast od głębokości 1092,0 m przechodzą w łupki łyszczykowe.

Otwór Nowiny

Utory magmowe występują w tym otworze na głębokości 263,0–300,3 m (fig. 4). Makroskopowo skały wykazują różny stopień zwietrzenia i w związku z tym wyraźną zmianę barwy. Do głębokości 273,5 m występuje silnie zwietrzała skała głębinowa, krusząca się w rękach na drobny piasek. Barwa jej jest jasnopozielata, ciemniejąca ze wzrostem głębokości. Widoczne są w niej liczne blaszki biotytu, których barwa również ciemnieje wraz z głębokością. Od głębokości 276,0 m skała staje się już dosyć zwięzła i pojawia się różowy odcień

w skaleniach. Szczególnie wyraźne różowe zabarwienie mają skalenie z głębokości 294,0 m, gdzie w intensywnie różowym tle widać czarnozielonawe skupienia biotyty. W głębokości 288,3 do 300,3 m występuje świeża skała o barwie ciemnoszarej, strukturze średniokrystalicznej i teksturze zbitej, bezładnej. W składzie mineralnym megaskopowo stwierdzono obecność skaleni, biotyty, amfiboli oraz kwarcu. Wielkość ziarn waha się od 1 do 4 mm. W granodiorytach można obserwować spękania $30-80^\circ$.

Pod mikroskopem silnie zwiertzałe skały do głębokości 273,5 m wykazują przeobrażenia wszystkich głównych składników mineralnych (z wyjątkiem kwarcu) słabo zaznaczoną kataklazę. Amfibole oraz biotyty występują szczątkowo i są w dużym stopniu zastąpione chlorytem. Skalenie potasowe oraz plagioklasy są całkowicie przeobrażone w agregat serycytowy, rzadziej serycytowo-epidotowy. Tylko w sporadycznych przypadkach można dostrzec ślady lametek zbliżniczeń albitowych, a zróżnicowanie stopnia przeobrażenia wskazuje na pasową budowę niektórych plagioklazów. Ponadto w preparacie z głębokości 273,5 m stwierdzono już obecność stosunkowo świeżych obwódek albitowych wokół przeobrażonych plagioklazów. W preparatach z głębokości 276,0 m dostrzega się obecność o wiele słabiej przeobrażonego niż plagioklasy skalenia potasowego oraz wyraźnych szczątków amfiboli i biotytów. Jako minerały występujące w podrzędnych ilościach stwierdzono obecność tytanitu, apatyty, cyrkonu i tlenków żelaza, a w jednym przypadku na głębokości 263,4 m również kilku większych (około 0,3 mm) blaszek jasnego łyszczyku.

W próbkach z większych głębokości stopień przeobrażenia sukcesywnie maleje, chociaż niezupełnie równomiernie. Lokalnie jako produkt przeobrażenia dostrzega się również bardzo drobne ilości węgla wapnia. Makroskopowo świeża skała z głębokości 300,0 m ujawnia pod mikroskopem strukturę holokrystaliczną, średnioziarnistą, teksturę zbitą, bezładną. W składzie mineralnym jako składniki główne występują plagioklasy, skalenie potasowe, kwarc, biotyt oraz amfibol. W mniejszych ilościach obecny jest chloryt, serycyt, epidot, apatyt, rutyl, tytanit, cyrkon oraz tlenki żelaza.

Plagioklasy tworzą ziarna o zarysach automorficznych lub hipautomorficznych. W wielu ziarnach widoczna jest budowa pasowa, a w nie-

których przypadkach także rekurencja pasów. Zbliźniczenia albitowe występują tylko w niektórych ziarnach, przy czym kształty lametek są nierówne, pourywane bądź nieostre. Sporadycznie występują również zbliźniczenia według prawa karlsbadzko-albitowego. Stopień przeobrażenia poszczególnych ziarn jest zmienny, silniejszy zazwyczaj w środkowej części, a znacznie słabszy w obwódce zewnętrznej. W przypadku istnienia rekurencji pasów, zaznacza się również zróżnicowany stopień przeobrażenia. Głównym produktem wtórnym jest serycyt, obok którego stwierdzono także obecność epidotu. Na podstawie pomiarów kątów wygaszania światła w przekrojach prostopadłych do (010) wewnętrzne części plagioklazów reprezentowane są przez zasadowy oligoklaz, a nawet kwaśny andezyn o zawartości od 25 do 33 % An. Obwódki są znacznie kwaśniejsze i zawartość anortytu nie przekracza w nich 12 %.

Skalenie potasowe tworzą ziarna o kształtach nieregularnych wypełniając przestrzenie pomiędzy innymi składnikami skały lub tworząc większe (do 2 cm) ziarna, wewnątrz których w formie wyrostków znajdują się wszystkie pozostałe składniki mineralne. Lokalnie obserwuje się tendencję do tworzenia kratki mikroklinowej. Przekroje są świeże i tylko miejscami obserwuje się lekkie zapróśnienie serycytem. Zbliźniczeń według prawa karlsbadzkiego, manebachskiego czy baweńskiego brak zupełnie. Dostrzega się natomiast, że mikroklin w wielu przypadkach koroduje inne składniki, jak: amfibole, plagioklasy czy biotyty.

Biotyt występuje zazwyczaj w formie silnie skorodowanych blaszek. Świeże blaszki cechuje pleochroizm w barwach ciemnobrunatnych dla kierunków γ i β oraz żółtawych dla α . Niektóre z blaszek uległy częściowej chlorytyzacji, wydzielając drobne ilości tlenków żelaza. W skale występuje również wtórny biotyt, który powstał kosztem amfiboli. Cechuje go pleochroizm w odcieniach jasnobrunatnych dla γ i β , silna chlorytyzacja oraz z reguły niższa dwójłomność.

Amfibole reprezentowane są przez automorficzne nieco skorodowane ziarna o pokroju słupkowym. Wiele z nich jest częściowo przeobrażonych w chloryt oraz biotyt. Ziarnom amfiboli często towarzyszą drobne skupienia tytanitu oraz tlenków żelaza. Ilościowo amfibole nieznacznie ustępują biotytowi. Należą do hornblendy, którą cechuje pleochroizm w barwach

trawiasto-zielonej dla γ , zielonej dla β oraz żółtobrunatnej dla α . Zbliżenia według (100) występują stosunkowo rzadko.

Kwarc tworzy ziarna ksenomorficzne, czasem wykazujące smużyste znikanie światła. Niektóre drobne ziarna tkwiące w postaci wrostków w mikroklinie mają zarysy automorficzne. Wrostki w kwarcu tworzą plagioklasy i apatyty.

Pozostałe składniki, prócz wtórnego chlorytu powstałego z biotyty i amfiboli, występują w ilościach podrzędnych.

Do głównych składników mineralnych występujących w skale należą: plagioklasy (30%), skalenie potasowe (20%), kwarc (15%), biotyt (13%), amfibol (12%), chloryt (9%). W niewielkich ilościach występuje epidot (0,2%), tytanit (0,2%), apatyt (0,1%) oraz tlenki żelaza (0,5%). Obserwuje się również ślady cyrkonu.

Ze względu na strukturę, teksturę i skład mineralny skałę należy określić jako granodioryt.

Otwór Pogalewo

Utwory starszego podłoża należące do skał metamorficznych zostały stwierdzone w głębokości 160,0–205,5 m (fig. 2). Są to łupki łyszczykowe szarobrunatne z plamami rdzawymi i żółtymi. Partiami łupki są mocno związane. Miejscami obserwuje się soczewki szarozółtego kwarcu. Na powierzchni widoczne są lustra tektoniczne i sliksolity. Stropowe partie są częściowo zwiertrzałe. Lokalnie obserwuje się silniejszą chlorytyzację.

Pod mikroskopem skały wykazują strukturę granolepidoblastyczną teksturę łupkową. W składzie mineralnym próbki z głębokości 168,0 m głównymi składnikami są kwarc, skaleń, muskowit oraz biotyt. Ponadto w znacznie mniejszych ilościach występuje serycyt, chloryt, tytanit, apatyt, cyrkon, tlenki żelaza oraz cienkie żyłki węglanowe ułożone równolegle do foliacji skały. W skale dostrzega się wyraźną laminację. Obok lamin prawie wyłącznie kwarcowych występują liczne kwarcowo-skalieniowe. Poszczególne laminy oddzielone są od siebie smugami łyszczyków, których pojedyncze blaszki tkwią również wewnątrz lamin.

Kwarc stanowiący główny składnik tworzy ziarna ksenomorficzne. Średnica ich nie przekracza 0,7 mm, a zwykle wynosi od 0,1 do 0,3 mm. Większe ziarna są lekko spłaszczone zgodnie z foliacją oraz wykazują faliste wygaszanie światła.

Skalenie reprezentowane są prawie wyłącznie przez skaleń potasowy. Jedynie pojedyncze ziarna należą do kwaśnych plagioklazów (albit — oligoklaz) i ujawniają obecność bardzo cienkich lametek bliźniaczych. Wszystkie skalenie są silnie zaprószone serycytem i drobnym pigmentem tlenków żelaza. Skalenie potasowe są tutaj zawsze ksenomorficzne, a wewnątrz ziarn znajdują się liczne wrostki, głównie kwarcu.

Z łyszczyków przewagę ma muskowit. Biotyt tworzy z nim przerosty bądź też oddzielne blaszki o ciemnozielonych barwach dla kierunków γ i β , a jasnożółtych dla α . Biotytowi często towarzyszą drobne skupienia tlenków żelaza. Niektóre blaszki wykazują również słabą chlorytyzację.

Na głębokości 184 m skała wyraźnie wzbogaca się w biotyt, a występujące laminy oddzielone smugami łyszczyków są wyłącznie kwarcowo-skalieniowe, przy czym wewnątrz samych lamin występują liczne strzępki biotyty, którym towarzyszą tlenki żelaza. Na głębokości 205,0 m dotąd opisywany łupek dwułyszczykowy zanika i skała staje się łupkiem biotytowym. Zmienia się również pleochroizm biotyty z barw zielonych dla γ i β na żółtobrunatne. Smugom biotyty obficie towarzyszą rozpylone tlenki żelaza. Muskowit występuje tutaj w ilościach podrzędnych.

W próbce z głębokości 205,3 m pobranej ze strefy silnie zaburzonej i przepojonej związkami żelaza wszystkie biotyty uległy całkowitemu odbarwieniu i kosztem ich powstały tlenki żelaza. Obok nich podstawowym składnikiem skały jest kwarc i jasny łyszczyk. Skalenie występują podrzędnie. Skały z głębokości 168,0 i 184,0 m należy określić jako łupki dwułyszczykowe, z głębokości 205,0 m — łupek biotytowy, a z głębokości 205,5 m — wkładka łupka hematytowego.

Otwór Osobowice (Wrocław)

Bezpośrednio pod skałami górnego czerwonego spagowca w głębokości 607,8–617,0 m zostały stwierdzone skały krystaliczne (fig. 4). W górnej części na głębokości 607,8–616,0 m występują łupki biotytowe ciemnoszare o odcieniu brunatnym, z licznymi szczelinami do 5 mm grubości wypełnionymi kalcytem szaroróżowym. Szczeliny mają różnorodny przebieg od ułożenia poziomego aż po kierunek pionowy. Na głębokości 616,0–617,0 m łupek biotytowy

przechodzi w łupkę amfibolowy ciemnoszary, również z licznymi szczelinami wypełnionymi kalcylem.

Pod mikroskopem skały z głębokości 610,3, 614,3, 615,6 m ujawniają strukturę lepidogranoblastyczną, teksturę łupkową. W składzie mineralnym obok dominującego kwarcu występuje w zmiennych ilościach biotyt oraz skałen. Ponadto stwierdzono obecność chlorytu, kalcylu, epidotu, cyrkonu, apatyty, rutylu oraz tlenków żelaza. W spagowych partiach (615,6 m) stwierdzono również obecność licznych drobnych granatów.

Kwarc występuje bądź w formie ksenomorficznych ziarn o średnicach dochodzących do 1 mm, bądź jako silnie spłaszczone soczewkowane formy złożone z bardzo drobnej mozaiki. Niektóre ziarna wykazują faliste wygaszanie.

Skaleni reprezentowane są przez kwaśne plagioklasy, w których zawartość substancji anortytowej nie przekracza 15 %, oraz przez mikroklin. Plagioklasy tworzą drobne ziarenka hipautomorficzne z widocznymi lamelkami zbliźniaczeń albitowych, rzadko karlsbadzko-albitowych. W odosobnionych przypadkach dostrzega się młodszą generację plagioklazów (albit), która wypiera lub obrasta starszą. Skaleni potasowe występują w zmiennych ilościach tworząc drobne ziarna o lekko plamistym wygaszaniu światła, zawartość ich w skale z głębokości 610,3 m wynosi około 8 %, natomiast w pozostałych jest znacznie mniejsza.

Biotyt będący jednym z głównych składników skały występuje w zmiennych ilościach. Maksymalną jego zawartość obserwuje się na głębokości 610,3 m, gdzie tworzy blaszki dochodzące do 0,7 mm średnicy. Większość blaszek ułożona jest zgodnie z teksturą skały, lecz wiele ułożonych jest do niej skośnie, a nawet prostopadle. Biotyt wykazuje barwy ciemnobrunatne dla kierunków γ i β , natomiast dla α bladożółtawy. W większych głębokościach 614,3 i 615,6 m zawartość biotyty maleje, tak że w głębokościach 615,6 m dostrzega się jedynie nieliczne drobne strzępki. Wyraźnie natomiast wzrasta zawartość tlenków żelaza oraz pojawiają się znaczne ilości apatyty.

Pozostałe składniki mineralne, jak: chloryt, apatyty, cyrkon, epidot i rutyl, występują w ilościach podrzędnych. Jedynie napotkany na głębokości 615,6 m granat i apatyty występują w większych ilościach (1 do 3 % obj.). Skały

z głębokości 610,3 do 615,6 należy określić jako łupki biotytowe.

Próbka pobrana z głębokości 617,7 m przedstawia skałę o strukturze granoblastycznej, drobnoziarnistej i słabo zaznaczonej teksturze łupkowej. W składzie mineralnym obok kwarcu, skałeni i amfiboli występuje chloryt, apatyty, rutyl, kalcyl, serycyt, minerały z grupy epidotu oraz tlenki żelaza.

Kwarc jako jedyny minerał tworzy czasem pojedyncze większe ziarna dochodzące do 0,5 mm. Zwykle jednak nie przekraczają one 0,2 mm i są ksenomorficzne. Skaleni reprezentowane są głównie przez mikroklin, chociaż w kilku przypadkach stwierdzono obecność plagioklazów w postaci drobnych ziarn z widocznymi lamelkami zbliźniaczeń albitowych. Są to przypuszczalnie kwaśne oligoklasy. Dokładne określenie ze względu na małe rozmiary oraz silne przeobrażenie jest utrudnione.

Amfibole stanowią około 25 % objętości skały. Tylko pojedyncze, drobne (do 0,2 mm) ziarna mają zarysy hipautomorficzne. Większość tworzy drobnoziarnisty agregat poikilitowo poprzerastany innymi minerałami, szczególnie kwarcem, skaleniem i tlenkami żelaza. Lokalnie widoczna jest chlorytyzacja amfiboli. Pojedyncze ziarna cechuje słaby pleochroizm: dla γ — bladozielony i dla α — bezbarwny. Kąt wygaszania światła w przekrojach równoległych do 010 wynosi od 15 — 17°.

Obecny w skale chloryt powstał nie tylko przez chlorytyzację amfiboli, ale również z nieobecnego w skale biotyty, którego relikty w niektórych chlorytach stwierdzono. Niewykluczone jest także powstanie chlorytu wskutek przeobrażenia granatów, na których istnienie wskazują owalne, sitowe nagromadzenia tlenków żelaza.

Na uwagę zasługuje duża obecność spatyty (ok. 0,4 % obj.), którego liczne ziarna dochodzą do 0,2 mm. Pozostałe składniki, jak: kalcyl, epidot, serycyt, związane są z przeobrażeniem występujących w skale skałeni. Ze względu na strukturę i teksturę oraz skład mineralny skałę należy określić jako amfibolit.

Otwór Mirków 1

Skały krystaliczne w otworze Mirków 1 zostały stwierdzone na głębokości 1238,0 — 1254,0 m (fig. 4). Są one ciemnoszare o odcieniu bru-

natnym i mają charakter hornfelsów. Większość rdzenia ma charakter brekcyjowy. Powierzchnie fragmentów skalnych są pokryte brunatnym materiałem ilastym, a cienkie szczelinki wypełnione są materiałem wapnistym jasnoróżowym. Partie bardziej lite mają liczne spekania ułożone pod kątem 30–80°.

Pod mikroskopem skały z głębokości 1238,0, 1242,0 i 1245,0 m wykazują strukturę diablastyczną drobnoziarnistą, teksturę lekko ukierunkowaną. W składzie mineralnym dominują serycyt, kwarc, skalenie alkaliczne oraz z wyjątkiem próbki z 1245,0 m również biotyt. W zmiennych ilościach występuje kalcyt, chloryt, tlenki żelaza, a jako akcesoryczne spotyka się apatyt i rutyl. Ponadto w próbce z 1245,0 m występują granaty.

Kwarc tworzy drobne ksenomorficzne ziarna, których rozmiary nie przekraczają 0,1 mm. Zwykle są znacznie mniejsze, przy czym ze wzrostem głębokości obserwuje się ich zmniejszenie, tak że w próbce z 1245,0 m nie przekraczają 0,03 mm.

Serycyt występuje w szczególnych formach. Tworzy on owalne skupienia o rozmiarach 0,25–0,6 mm złożone z drobnoziarnistego, różnie zorientowanego serycytu. Wewnątrz skupień występują pojedyncze ziarna kwarcu i blaszki biotyту, a w sporadycznych przypadkach również pigment tlenków żelaza. Skupienia te wyraźnie odbijają od pozostałego tła skały ubóstwem ciemnych składników i kwarcu. Tworzą rodzaj blastów tkwiących w skale. Owalne skupienia serycytowe zazębiają się zwykle z otaczającym tłem, choć wokół nich obserwuje się większe nagromadzenie biotyту. W próbce z głębokości 1245,0 m skupienia serycytowe zanikają, a serycyt rozproszony jest w całej masie skalnej podkreślając swoim ułożeniem kierunkową teksturę skały. Szczególnie dużą zawartość owalnych skupień serycytowych mają skały z głębokości 1242,0 m gdzie zajmują one około 1/3 objętości.

Biotyt tworzy drobne blaszki, których rozmiary nie przekraczają 0,3 mm. Podobnie jak ziarna kwarcu maleją z głębokością i w próbce 1245,0 m średnica blaszek nie przekracza 0,1 mm. Ilościowy udział biotyту jest również zmienny i dostrzega się zależność pomiędzy ilością owalnych skupień serycytowych, tlenków żelaza oraz biotyту. Maksymalną zawartość biotyту i minimalną tlenków żelaza można

zaobserwować w próbkach z głębokości 1242,0 m, gdzie są bardzo liczne skupienia serycytowe, mniejsza zawartość biotyту na głębokości 1238,0 m, a najmniejsza na głębokości 1245,0 m, gdzie brak wyraźnych owalnych skupień serycytu, a pojawiają się znaczne ilości tlenków żelaza i granaty.

Kalcyt występuje w zmiennych ilościach tworząc drobne skupienia w tle skały lub niezgodne z teksturą żyłki, w których często występuje obok tlenków żelaza.

Chloryt występuje w bardzo małych ilościach wypełniając pojedyncze szczeliny. Cechuje go bardzo słaby, prawie niedostrzegalny pleochroizm oraz zgnięzielone barwy interferencyjne.

Granaty występują jedynie na głębokości 1245,0 m, gdzie w bardzo drobnoziarnistym serycytowo-kwarcowym tle skały, wyraźnie laminowanym, bogatym w tlenki żelaza, a ubogim w biotyt, występują liczne, lecz bardzo drobne (do 0,04 mm) granaty o zarysach automorficznych.

Skałę z głębokości 1249,0 m cechuje struktura kataklastyczna, tekstura zbita bezładna. W składzie mineralnym obok kwarcu i licznych skaleni występuje chloryt, kalcyt oraz tlenki żelaza. W podrzędnych ilościach występuje serycyt, biotyt, tytanit i rutyl. Występujące skalenie są silnie zaprószone związkami żelaza i serycytem. W niektórych przekrojach dostrzegalne są ślady zbliżniczeń albitowych. Maksymalne wymiary dochodzą do 2 mm. Bliższe określenie skaleni ze względu na przeobrażenie jest utrudnione. Prawdopodobnie obok skaleni potasowych występują plagioklasy należące do albitu lub kwaśnego aligoklazu. Strzaskania skały zbliżnione są związkami żelaza, kalcytem a czasem także kwarcem.

Skały z głębokości 1253,0 i 1253,6 m mają strukturę lepidogranoblastyczną, nieco porfirową oraz słabo zaznaczoną teksturę łupkową. W składzie mineralnym dominuje mozaika kwarcowo-biotytowa, w której występują stosunkowo liczne blaszki chlorytu oraz silnie zmętniałe skalenie. Ponadto stwierdzono obecność kalcytu, serycytu, tytanitu, apatytu oraz tlenków żelaza. Kwarc występuje jako drobne (do 0,3 mm) ziarna, czasem tylko tworzy nieco większe agregaty dochodzące do 1 mm. Faliste wygaszenie jest pospolite.

Biotyt podobnie jak w wyżej zalegających

skałach tworzy głównie drobne blaszki. W wielu jednak wypadkach obserwuje się powstawanie nieregularnych agregatów biotytowych dochodzących do rozmiarów $2,5 \times 1$ mm, a złożonych z bardzo drobnych, różnie zorientowanych blaszek, których rozmiary nie przekraczają zwykle 0,1 do 0,2 mm. Skupieniom tym towarzyszą liczne tlenki żelaza. Skalenie występujące w skale wchodzi w skład droбноziarnistego tła skalnego oraz tworzą większe, bo dochodzące do 1 mm porfiroblasty. Porfiroblasty są w obrazie mikroskopowym całkowicie zmętniałe i zawierają drobne wrostki głównie serycytu. W niektórych dostrzegalne są zarysy lametek zbliżniczeń albitowych, a w jednym przypadku karlsbadzko-albitowych. Formy porfiroblastów są automorficzne, chociaż na granicy z tłem skalnym dostrzega się wyraźne wnikiwanie skaleni drobnymi wypustkami w otaczające tło. Pozostałe składniki mineralne występują w mniejszych ilościach z wyjątkiem kalcytu i związków żelaza, które prócz niewielkiego udziału w budowie tła skalnego tworzą stosunkowo liczne żyłki przecinające skałę.

Określenie skał z otworu wiertniczego Mirków 1 jest utrudnione ze względu na silne przeobrażenie oraz obecność cech wskazujących z jednej strony na ich pochodzenie z materiału tufowowylewnego (pojedyncze automorficzne skalenie), a z drugiej strony na obecność zmetamorfizowanych skał osadowych (granaty, ksenomorficzne zazębiające się kwarcce, owalne skupienia serycytowe, wnikaające w tło skały skalenie, wśród których brak form listewkowatych).

Ze względu na obecność struktur diablastycznych wskazujących na rekrytalizację pod wpływem termicznym oraz niewidoczną lub bardzo słabo zaznaczoną teksturę kierunkową powyższe skały są przypuszczalnie hornfelsami.

Otwór Kątna 1

Utwory krystaliczne nawiercono na głębokości 1357,0—1791,3 m (fig. 6). W górnej części od 1357,0 m do około 1660,0 m występują gnejsy barwy ciemnoszarej o odcieniu szarobrunatnym, a w niższych partiach o odcieniu różowym. Miejscami gnejsy są wyraźnie laminowane. W rdzeniowanych partiach otworu występują warstwy gnejsowej brekacji tektonicznej spojonej miazgą skalną, hematytem i kalcytem. Obserwuje się je szczególnie na

głębokościach 1507,0—1524,9 i 1542,5—1567,0 m. Najprawdopodobniej występuje więcej poziomów brekacji, lecz nie można ustalić ich ilości, ponieważ większa część otworu była przewiercona gryzerem. Występują również liczne szczeliny ułożone pod kątem $30-90^\circ$ wypełnione kwarcem jasnoszarym. Są także spękania, których powierzchnie pokryte są dużą ilością czarnowiśniowych związków żelaza (hematytem).

Od głębokości około 1660,0—1791,3 m wiercono w granodiorytach. Stropowa ich część jest silnie skatakłazowana i złupkowana oraz mocno przeobrażona. Świeża skała ma barwę ciemnoszara z lekkim odcieniem różowym. Struktura skały jest średnioziarnista, a tekstura bezładna. W składzie mineralnym obok kwarcu i różowych skaleni widoczna jest duża ilość biotyту. Całość serii granodiorytowej jest mocno spękana pod kątem $30-90^\circ$. Powierzchnie spękań pokryte są brunatną zwietrzeliną.

Pod mikroskopem gnejsy wykazują strukturę lepidogranoblastyczną, teksturę gnejsową. W składzie mineralnym dominują skalenie, kwarc oraz biotyt. W mniejszych ilościach występują tlenki żelaza i powstałe przez przeobrażenie części plagioklazów agregaty serycytowo-epidotowe. Stwierdzono również występowanie muskowitu, chlorytu, kalcytu oraz cyrkonu i apatyту.

Skalenie reprezentowane są głównie przez plagioklasy, wśród których jedne cechuje stosunkowo duża świeżość i automorfizm. Na podstawie kąta wygaszania światła w przekrojach prostopadłych do osi krystalograficznej X należą one do zasadowego oligoklazu lub kwaśnego andezynu zawierając od 27 do 32 % An. Poszczególne ziarna przekraczają często 1 mm. Ponadto cechuje je obecność licznych lametek zbliżniczeń albitowych, a sporadycznie występują także prążki peryklinowe. Ta generacja plagioklazów jest szczególnie pospolita wśród warstewek skaleniowo-kwarcowych w gnejsach laminowanych o zabarwieniu różowym (1375,0 m). Nieco starsza generacja plagioklazów o bardzo zmiennym składzie chemicznym (od 7 do 20 % An) jest pospolita w całej serii gnejsowej. Cechuje ją mniejszy automorfizm oraz wyraźny wzrost stopnia przeobrażenia, głównie serycytyzacji. Określenie chemizmu najstarszej generacji skaleni, wśród których obok plagioklazów występują skalenie potasowe, jest niemożliwe ze względu na całkowite ich przeobrażenie

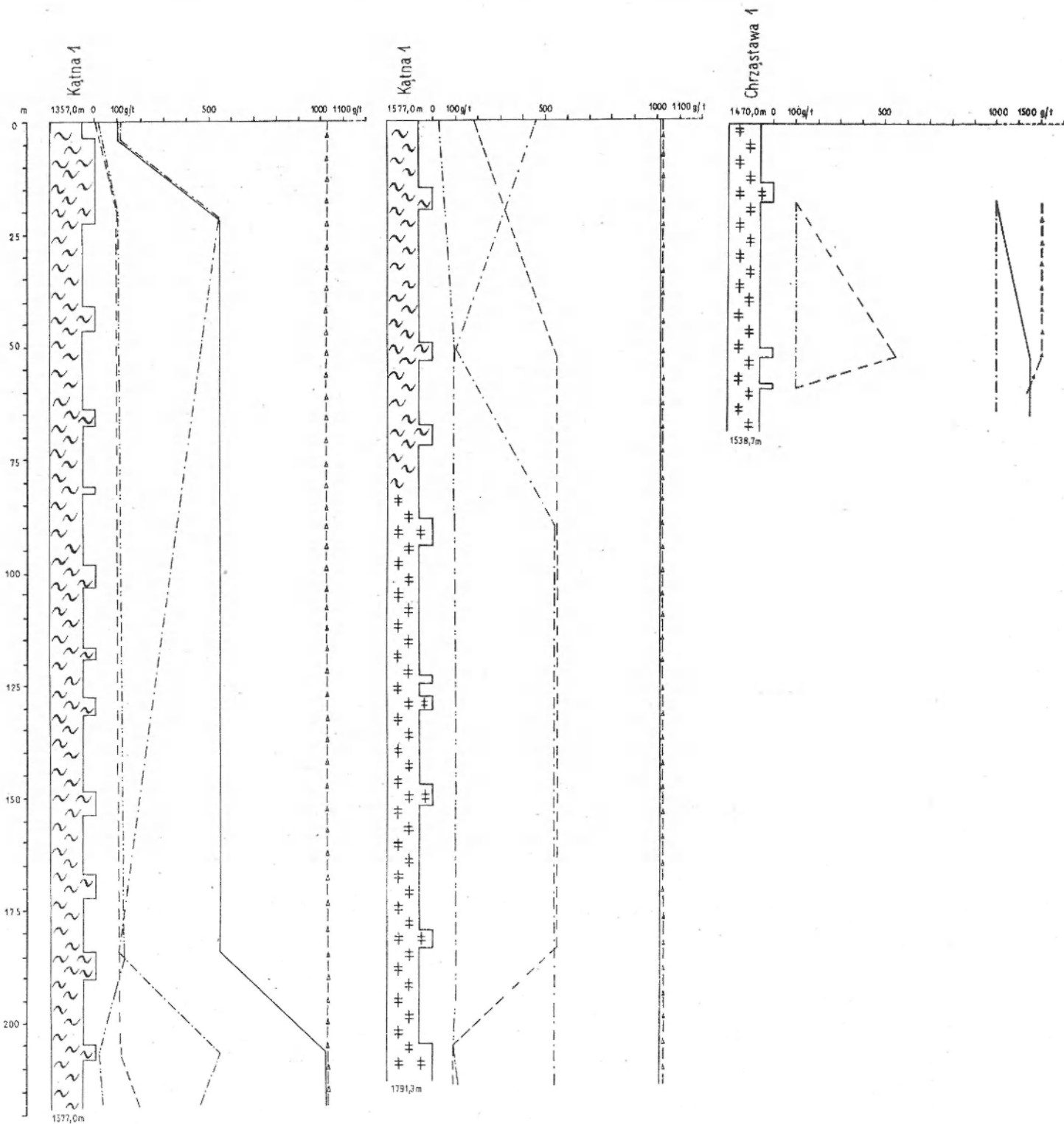


Fig. 6

Profile litologiczne i rozmieszczenie pierwiastków Ni, Cr, V, Co, Ti w podłożu krystalicznym w otworach wiertniczych Kątna 1 i Chrzastawa 1. Objaśnienia jak na figurze 1 i 2

Lithological profiles and distribution of Ni, Cr, V, Co, Ti in crystalline basement drilled by the Kątna 1 and Chrzastawa 1 boreholes. Legend as in figs. 1 and 2

w agregaty serycytowe lub serycytowo-epidotowe, którym czasem towarzyszą muskowit, chloryt oraz węglan wapnia.

Skalenie potasowe występują w zmiennych ilościach, zwykle mniejszych niż plagioklasy. Są ksenomorficzne, a ich wypustki często wnikają w otaczające je minerały, bądź też je pochłaniają. Większe ziarna o rozmiarach dochodzących do 1 mm, które towarzyszą najmłodszej generacji plagioklazów, są silnie zaprószone pigmentem związków żelaza. Kratki mikroklino- nowej brak, lecz plamiste wygaszanie pozwala przypuszczać, że są to mikrokliny. W odosobnionych przypadkach stwierdzono obecność perytów, przy czym drobne żyłki albitowe uległy prawie całkowitej serycytyzacji. Wrostki kwarcu i innych minerałów są dosyć częste.

Kwarc występuje w bardzo zmiennych ilościach wahających się od 25 do 55 % objętości skały. Ziarna jego są ksenomorficzne, a rozmiary dochodzą czasem do 1,5 mm, zwykle jednak nie przekraczają 0,5 mm. Wykazuje zwykle plamiste wygaszanie światła, a w partiach poniżej 1667,0 m częste spękania zabliźnione są serycytem.

Pospolitym składnikiem skały jest również biotyt, który występuje w ilościach od 8 do 13 %. Brak go jednak zupełnie w soczewce skaleniuowo-kwarcowej z głębokości 1593,0 m, a w różowym gnejsie laminowanym występuje podrzędnie (ok. 1 %). Ponadto stwierdzono wyraźny spadek zawartości biotyту z głębokością otworu. W jego miejsce występuje zwiększona zawartość chlorytu, muskowitu, a w szczególności tlenków żelaza i kalcytu. Blaszkі biotyту o rozmiarach nie przekraczających 0,8 mm (zwykle 0,1–0,3 mm) ułożone są zgodnie z teksturą skały. Cechuje je wyraźny pleochroizm w barwach cynamonowobrunatnych dla kierunków γ i β oraz żółtawych z lekkim odcieniem brunatnym dla kierunku α . Wrostki cyrkonów są rzadkie, natomiast często obserwuje się proces chlorytyzacji, któremu towarzyszy wydzielanie się tlenków żelaza.

Muskowit występuje w małych ilościach (1–2 %) lub brak go zupełnie (1370,0, 1457,0 m). W niektórych partiach stanowi on jednak około 2 do 3 % składnika mineralnego skały (1362,2, 1476,5 i 1628,0 m). Blaszkі o rozmiarach od 0,1 do 0,8 mm są niejednolite i często tworzą przerosty z innymi minerałami. Prawie zawsze towarzyszą najstarszej generacji skaleni przeobrażonych w agregaty serycytowo-epidotowe,

a czasem w nich tkwią. W takich przypadkach często na brzegach blaszek obserwuje się obecność chlorytu o słabym zielonawym odcieniu w kierunkach γ i β . Spotykany jest również jasny lyszczyk powstały przez odbarwienie biotyту. Wówczas zwykle towarzyszą mu tlenki żelaza ułożone zgodnie z łupliwością (001).

Chloryt występuje w ilościach nie przekraczających 2 %. W niektórych partiach (1374,0–1457,0 m) brak go prawie zupełnie. Wyraźny wzrost jego zawartości jest ściśle związany z obecnością muskowitu, a także z kataklazą i przeobrażeniem skały. Taką strefę kataklazy i przeobrażenia o wyjątkowo dużej zawartości chlorytu stwierdzono na głębokości 1628,0–1630,0 m. Zwykle chloryt powstaje przez przeobrażenie biotyту. Często proces ten jest częściowy i w chlorycie obserwuje się smugi biotytowe. Chlorytyzacji towarzyszy zazwyczaj wydzielanie się tlenków żelaza. Kalcyt występuje w zmiennych ilościach w dolnej części serii gnejsowej, począwszy od brekcji na głębokości 1518,0 m. W skałach wyżej zalegających (1362,0–1518,0 m) stwierdzono jego występowanie tylko w 2 próbkach (1378,0 m ok. 4,8 % CaCO_3 i 1400,0 m ok. 1 % CaCO_3). W pozostałych brak go zupełnie lub występuje w ilościach poniżej 0,1 %, tkwiąc w przeobrażonej najstarszej generacji plagioklazów. Tworzy ziarna ksenomorficzne o średnicy od 0,1–0,5 cm, rzadziej żyłki lub agregaty soczewkowe.

Minerały grupy epidotu występują głównie jako produkt przeobrażenia plagioklazów. Towarzyszy im często drobnouseczkowy serycyt.

Aksesorycznie występują: apatyt, cyrkon, rutyl, ilmenit. Procentowy skład mineralny serii gnejsowej (w % objętościowych) przedstawia się następująco: kwarc – 25–55 %, plagioklasy – 20–40 %, skalenie potasowe – 10–20 %, biotyt – 8–13 %, muskowit – 0–3 %, chloryt – 0–2 %, kalcyt – 0–5 %, grupa epidotu – 1–6 % oraz związki żelaza – 1–10 %.

Występujące od głębokości 1660,0 m granodioryty wykazują pod mikroskopem strukturę holokrystaliczną, teksturę zbitą, bezładną. W składzie mineralnym dominują plagioklasy, skalenie potasowe, kwarc, biotyt i amfibole. W podrzędnych ilościach występuje chloryt, serycyt, kalcyt, apatyt, cyrkon, tytanit oraz tlenki żelaza.

Niektóre plagioklasy mają kształty automorficzne i tworzą duże ziarna często przekra-

czające 2 mm, a w odosobnionych przypadkach dochodzące do 5 mm. W większości ziarn widoczne są polisyntetyczne zbliżnienia albitowe. Kombinacje zbliżnień albitowo-karlsbadzkich i albitowo-peryklinowych należą do rzadkości. Na podstawie kąta wygaszania w przekrojach prostopadłych do osi krystalograficznej X określono je jako kwaśny andezyn o zawartości około 32–33 % An.

W skale obecne są również nieco kwaśniejsze plagioklasy, które na podstawie cech optycznych są oligoklazami o zawartości około 27 % An. Tworzą one ziarna mniejsze (poniżej 2 mm), które cechuje silniejszy stopień serycytyzacji oraz ubóstwo zbliżnień.

Skalenie potasowe rzadko tworzą ziarna hipidiomorficzne o rozmiarach dochodzących do 1,5 mm. Zwykle mają kształty ksenomorficzne, wnikając wypustkami między inne minerały. Czasem wewnątrz większych skaleni potasowych występują drobne wrostki plagioklastu, biotytu, apatytu, rzadziej kwarcu. Sporadycznie na granicy z plagioklastem obserwuje się obecność myrmekitu. Ślady struktur kratkowych, charakterystycznych dla mikroklinów, występują bardzo rzadko, natomiast plamiste wygaszanie jest pospolite.

Biotyt występuje często w postaci agregatów złożonych z szeregu różnie ukierunkowanych blaszek o rozmiarach 0,2 do 0,5 mm. Pojedyncze blaszki dochodzą w skrajnych przypadkach do 2 mm. Barwy pleochroiczne są brunatne dla kierunków γ i β , a jasnożółtawe dla α .

Amfibole reprezentowane są przez hornblendę. Świeże ziarna mają kształty idiomorficzne. Często jednak dostrzega się daleko posunięte procesy przeobrażenia w chloryt. Towarzyszy temu wydzielenie stosunkowo dużych ilości węglanu wapnia oraz mniejszych ilości związków żelaza. Pozostałe składniki mineralne występują w ilościach podrzędnych tworząc wrostki (apatyt, cyrkon, tytanit) lub będące produktem przeobrażenia innych minerałów (serycyt, kalcyt, chloryt, tlenki Fe).

Skład mineralny granodiorytu z głębokości 1761,0 m w procentach objętościowych (średnia z 3 preparatów): kwarc — 20,7 %, plagioklasy — 38,1 %, skałen potasowy — 22,5 %, biotyt — 10,7 %, amfibol — 6,5 %, chloryt — 0,4 %, kalcyt — 0,3 %, tlenki żelaza — 0,4 %, serycyt — 0,2 %, apatyt — 0,1 %, tytanit — 0,1 % oraz obserwuje się ślady cyrkonu.

Otwór Chrzastawa 1

Utwory krystaliczne w tym otworze zostały nawiercone na głębokości 1470,0–1538,7 m (fig. 6). Są one reprezentowane przez skałę magmową o składzie mineralnym granodiorytu. W stropowych partiach do głębokości 1487,0 m skała jest silnie strzaskana o barwie różowoszarej i wyraźnie ukierunkowanej teksturze. Granodioryt z większych głębokości wykazuje strukturę średnioziarnistą lokalnie nieco porfirowatą. Tekstura skały jest bezkierunkowa. W składzie mineralnym obok skaleni, których pojedyncze fenokryształy dochodzą do 1,5 cm, występuje biotyt, amfibol i kwarc. Miejscami (1520,0 i 1522,0 m) stwierdzono również wprysnięcia pirytu. W całej serii występują spękania ułożone pod kątem 20–80°, których powierzchnie są pokryte w górnej części brunatną substancją bogatą w związki żelaza, a w dolnej części substancją o zabarwieniu zielonym.

W próbkach pobranych w strefie silnej kataklazy (1483,8 i 1487,0 m) prócz makroskopowo dostrzegalnych składników (skalenie i kwarc) stwierdzono pod mikroskopem obecność hematytu, kalcytu, silnie przeobrażonego biotytu, chlorytu, serycytu oraz minerałów z grupy epidotu. Na uwagę zasługuje obecność blastezy mikroklinowej, ujawniającej się spojeniem rozrwanego plagioklastu przez skałen potasowy (1487,0 m).

Makroskopowo wyglądające na skały świeże granodioryty z głębokości 1521,0 i 1522,0 m mają strukturę holokrystaliczną, nieco porfirowatą, a teksturę zbitą, bezładną. W obrazie mikroskopowym obok dominujących skaleni i kwarcu widoczne są liczne agregaty węglanowe towarzyszące amfibolom lub tworzące po nich pseudomorfozy. Biotyt jest również w większości przeobrażony w chloryt oraz tlenki żelaza.

Proces zastępowania amfiboli agregatami węglanowymi (głównie kalcytem) zmniejsza się wyraźnie z głębokością. O ile na głębokości 1521,0 m niezmienione fragmenty amfiboli należą do rzadkości (ok. 5 %), to na głębokości 1522,0 m jest ich już około 70 %, a tylko 30 % ogólnej ilości amfiboli zastąpiona jest węglanami. Zmiany w zależności od głębokości obserwuje się także wśród innych składników mineralnych. Szczególnie wyraźnie zmienia się zawartość biotytu. W partiach skataklazowanych o wyraźnej teksturze kierunkowej (1483,8 i 1487,0 m)

brak go prawie całkowicie (3%) i zastąpiony został związkami żelaza oraz chlorytem. Na głębokości 1521–1522,0 m zawartość jego dochodzi już do 8%, przy czym niektóre blaszki cechuje świeżość i obecność typowych dla biotytów barw interferencyjnych i pleochroicznych. W skale zupełnie świeżej z głębokości 1537,0 m biotyt stanowi już około 16% objętości skały, a blaszki jego w większości są zupełnie świeże.

W składzie mineralnym granodiorytu z głębokości 1537,0 m jako minerały główne występują skalenie, biotyt, amfibole oraz kwarc. W podrzędnych ilościach spotykane są kalcyt, serycyt, tlenki żelaza, apatyt i cyrkon. Na szczególną uwagę zasługuje duży udział procentowy minerałów ciemnych, biotyty (15,8%) i amfiboli (17,6%) nadających skale charakter melanokratyczny.

Plagioklasy reprezentowane są przez kwaśny andezyn (ok. 33% An) oraz zasadowy oligoklaz, który wykazuje zmienny skład chemiczny (24–28% An), nieprawidłowe kształty, słabo widoczne lamelki zblizniaczeń albitowych oraz silnie zaznaczone procesy przeobrażenia. Andezyny cechuje świeżość, automorficzny pokrój i obecność licznych prążków zblizniaczeń albitowych oraz stały skład chemiczny (32–33% An).

Skalenie potasowe występują w formie nieregularnych ziarn z rzadko widocznymi zblizniaczeniami karlsbadzkimi. Są najmłodszą generacją skaleni, gdyż często pochłaniają inne składniki mineralne. Ujawniają jednak lekką serycytyzację oraz deformacje tektoniczne. Szczeliny spękań w skaleniach są czasem wypełnione węglanem wapnia, pochodzącym z rozkładu amfiboli (hornblendy) oraz plagioklazów.

Skład mineralny granodiorytu z Chrzastawy w % objętościowych na głębokości 1537,0 m przedstawia się następująco: plagioklasy – 37,0%, skałen potasowy – 17,8%, kwarc – 8,0%, biotyt – 15,8%, amfibol – 17,6%, kalcyt – 1,4%, chloryt – 1,3%, serycyt – 0,2%, cyrkon – 0,1%, tlenki żelaza – 0,8% oraz ślady apatyty.

Otwór Dobrzeń 1

Pod osadami czerwonego spagowca od głębokości 1605,0–1609,0 m nawiercono skały krystaliczne (fig. 4). Interwał 1605,0–1608,0 m jest zbudowany z amfibolitów ciemnoszarych o odcieniu zielonym, które ku dołowi przechodzą w łupki biotytowe ciemnoszare. W całej serii

obserwuje się liczne spękania. Powierzchnie spękań pokryte są materiałem wapnistym szarym i jasnoszarym w postaci cienkich powłok. Przebieg spękań ma różny kierunek, a przede wszystkim przeważa kierunek pionowy. Na niektórych powierzchniach występują slikolity.

Próbki skał z głębokości 1606,3 i 1606,8 m reprezentowane są przez amfibolity. Pod mikroskopem wykazują strukturę granoblastyczną oraz teksturę łupkową podkreśloną przez kierunkowe ułożenie większości składników mineralnych, szczególnie tytanitu oraz tlenków żelaza. W składzie mineralnym dominuje hornblenda, obok której liczne są skalenie, kwarc, tytanit i tlenki żelaza. W znacznie mniejszych ilościach występują chloryt, apatyt oraz kalcyt.

Hornblenda tworzy ziarna automorficzne. Cechują ją barwy szmaragdowo-zielone dla wektora γ , żółtozielonawe dla α oraz trawiasto-zielone dla β . Część ziarn jest stosunkowo silnie schlorytyzowana. Procesowi chlorytyzacji towarzyszy wydzielanie się tlenków żelaza, rzadziej agregatu epidotowo-węglanowego.

Skalenie tworzą drobne ziarna lub niewielkie soczewkowate agregaty silnie zapróśzone drobnymi tlenkami żelaza. Prawie zupełny brak zblizniaczeń oraz zapróśzenie tlenkami żelaza i serycytem utrudnia dokładne określenie ich chemizmu metodami optycznymi. Na podstawie reliefu w stosunku do kwarcu określono, że reprezentują one kwaśny andezyn lub zasadowy oligoklaz.

Kwarc występuje w niewielkich skupieniach złożonych z drobnych ziarenek. Skupienia te podkreślają teksturę kierunkową skały. Poszczególne ziarna, których średnica nie przekracza 0,2 mm, są ksenomorficzne i wzajemnie się zazębiają. Na niektórych dostrzega się faliste wygaszanie światła.

Tytanit tworzy pojedyncze ziarna lub skupienia łańcuszkowate ułożone zgodnie z teksturą kierunkową skały. Ziarna o wyraźnych „kopertowych” przekrojach są rzadkie. Zwykle naroża są zaokrąglone. Rozmiary poszczególnych ziarn dochodzą do 0,2 mm. Cechuje je silny, dodatni relief, barwa żółtawobrunatna oraz bardzo wysokie barwy interferencyjne. W spękaniach jak również pomiędzy sąsiadującymi ziarnami gromadzą się nieprzezroczyste tlenki żelaza. Chloryt występuje w zmiennych ilościach. W próbce z głębokości 1606,3 m stanowi składnik podrzędny (ok. 0,05%) będący

wynikiem chlorytyzacji niektórych amfiboli. Natomiast w głębokości 1606,8 m, obok chlorytu wtórnego (z amfiboli), stwierdzono obecność licznych agregatów o budowie sferolitycznej. Tworzą one soczewki bądź żyłki w skale. Większość skupień chlorytu zbudowana jest z bardzo drobnych (ok. 0,05 mm) sferolitów i wykazuje atramentowe barwy interferencyjne. Rzadko spotykane większe chloryty (do 0,3 mm) wykazują subnormalne barwy interferencyjne od brunatnofioletowych do niebieskich. Cechy optyczne, jak niska dwójłomność oraz mały kąt osi optycznej, pozwalają chloryt ten określić jako pennin. Apatyt tworzy małe (do 0,1 mm) izometryczne ziarna. Formy wydłużone, igiełkowate spotykane są rzadko w postaci wrostków w kwarcu. Epidot występuje w ilościach podrzędnych jako produkt przeobrażenia niektórych amfiboli i plagioklazów. Tlenki żelaza są pospolite. Rzadko tworzą automorficzne ziarna lub większe skupienia. Zwykle wypełniają spękania lub tworzą smugi podkreślające najwyraźniej teksturę kierunkową skały.

Skład mineralny amfibolitu w procentach objętościowych: hornblenda — 63,9 %, plagioklasy — 22,8 %, kwarc — 7,6 %, tytanit — 1,7 %, apatyt — 0,1 %, chloryt — 0,1 %, kalcyt — 0,1 %, tlenki żelaza — 3,7 % oraz w śladach występuje epidot.

Skały z głębokości 1608,0 i 1608,5 m reprezentowane są przez łupki biotytowe o strukturze lepidogranoblastycznej, teksturze łupkowej.

W składzie mineralnym obok kwarcu, skaleni i biotyty w znacznie mniejszych ilościach występują chloryt, jasny łyszczyk, apatyt, epidot, tytanit, węglany oraz tlenki żelaza.

Skalenie reprezentowane są przez plagioklasy oraz mikroklin. Plagioklasy są zazwyczaj silnie zaprószone pigmentem tlenków żelaza oraz wtórnym agregatem epidotowo-serycytowym. Zbliżnienia albitowe dostrzegalne są tylko w odosobnionych przypadkach. Mają je zwykle małe (do 0,1 mm) automorficzne ziarna wyraźnie różniące się od pozostałych plagioklazów świeżością oraz obecnością lamelek bliźniaczych. Należą one do oligoklazu o zawartości około 20 % An. Ich obecność stwierdzono w pobliżu żyłki węglanowej zawierającej związku żelaza. W pozostałych plagioklazach ze względu na przeobrażenie i brak lamelek bliźniaczych zawartość substancji anortytowej jest trudna do określenia.

Mikroklin tworzy zwykle drobne ziarenka o kształtach nieregularnych. Czasem jednak tworzy większe (do 1 mm) poikiloblasty wnikające i pochłaniające otaczające składniki mineralne. Kształty takich poikiloblastów są silnie spłaszczone zgodnie z teksturą łupkową skały. Większość mikroklinów cechuje nierównomierne chmurzyste wygaszanie. Charakterystycznej dla mikroklinów kratki bliźniaczej brak.

Kwarc występuje w formie drobnych, ksenomorficznych ziarn i wraz ze skaleniami tworzy laminy lub silnie spłaszczone agregaty. Laminy oddzielone są od siebie i poprzerastane blaszkami biotyty, któremu czasem towarzyszy muskowitz.

Biotyt tworzy postrzępione blaszki, których rozmiary nie przekraczają 1 mm. Większość blaszek ułożona jest zgodnie z teksturą skały. Czasem, wewnątrz blaszek dostrzega się drobne ziarenka bądź wytrącenia tlenków żelaza. Biotyty wykazują pleochroizm z barwą jasnobrunatną dla γ i β przy bezbarwności dla α . Pozostałe składniki mineralne występują w ilościach podrzędnych.

Otwór Czeszów 4

W otworze Czeszów 4 pod osadami czerwonego spągowca od głębokości 1806,5 — 1828,0 m występują łupki serycytowo-hematytowe, brunatne, partiami o odcieniu szarym, mocno sprasowane, cienko warstwowane o upadzie 60 — 80° (fig. 4). Na płaszczyznach foliacji występują drobne blaszki serycyty nadające im połysk jedwabisty.

Pod mikroskopem łupki serycytowe wykazują strukturę granolepidoblastyczną, drobnoziarnistą i teksturę łupkową.

W składzie mineralnym obok tlenków żelaza, serycyty i kwarcu występują w dużych ilościach węglany. W próbkach z głębokości 1817,0 i 1819,0 m ilościową przewagę nad związkami żelaza mają laminy i agregaty serycytowo-kwarcowe; natomiast w próbkach 1820,5 i 1824,5 wyraźną przewagę mają związki żelaza. W próbce 1828,0 m zawartość hematytu gwałtownie spada, wzrasta natomiast ilość żyłek kalcytowo-dolomitowych z syderitem. Ogólnie zawartość węglanów wzrasta wyraźnie z głębokością.

W górnych partiach profilu (1818,0, 1819,0, 1824,5 m) obok hematytu występuje również syderyt. Jego ziarna są zwykle mniej lub więcej

przeobrażone i tylko lokalnie zachowują kształty romboedryczne.

Obok syderytu związanego z pierwotnym osadem, którego ziarna rozproszone są w skałach wyższych partii wiercenia (1817,0, 1819,0 m) spotyka się syderyt pochodzenia hydrotermalnego w paragenezie z kwarcem żyłowym i dolomitom. Również hematyt obok ziarn i pigmentu tkwiącego w tle skały i ułożonego równoległe do foliacji tworzy często drobne żyłki skośne lub prostopadłe do warstwowania.

Kwarc występuje w bardzo zmiennych ilościach. Tworzy drobne mozaikowe agregaty, z których tylko część wykazuje wyraźne spłaszczenie zgodne z teksturą skały. Mozaika kwarcowa złożona z większych ziarn spotykana jest rzadko i występuje zazwyczaj między żyłkami węglanowymi lub w ich sąsiedztwie. Wskazuje to na wyraźny wpływ roztworów hydrotermalnych. Wspomniane wyżej większe ziarna kwarcowe są w obrazie mikroskopowym silnie zmętniałe wskutek obecności licznych drobnych wrostków. Nie wykazują deformacji tektonicznych, a ich ułożenie jest niezależne od tekstury skały. Często spotykany jest także kwarc tworzący wraz z węglanami, szczególnie syderytem, żyłki. Ziarna są wtedy czyste, bez większej ilości wrostków i ułożone często dłuższymi osiami prostopadłe do żyłek. W skale obserwuje się przynajmniej dwie generacje żyłek: a) syderytowo-kwarcowe, z drobną ilością kalcytu, dolomitu i tlenków żelaza; b) kalcytowe (młodsze), z minimalną domieszką hematytu.

Zawartość kwarcu jest zmienna i wynosi od 4 do 12 % w próbkach bogatych w związki Fe (1820,5, 1814,5, 1828,0 m) oraz do 25 % w ubogich w związki Fe.

Hematyt jest pospolity we wszystkich próbkach. Ziarna jego ułożone są w formie pourywanego smug, podkreślających teksturę łupkową skały. Wiele ziarn wskazuje na powstanie wskutek przeobrażenia syderytu. Cza-

sem proces ten jest częściowy i wewnątrz ziarna zachował się syderyt bądź kalcyt. W niektórych ziarnach widoczne są romboidalne przekroje z wyraźnym przeobrażeniem syderytu w hematyt i kalcyt, przy czym mogą powstawać struktury podobne do budowy pasowej.

Ponadto hematyt występuje jako składnik drobnych żyłek powstałych na skutek procesów hydrotermalnych.

Zawartość hematytu wynosi od 15 % w próbkach z głębokości 1917,0 i 1919,0 m oraz około 25 % w próbkach 1820,5 i 1828,0 m, a w próbce z głębokości 1824,0 m dochodzi do 30 %. Syderyt często towarzyszy hematytowi, w który jest częściowo przeobrażony. Tylko nieliczne ziarna mają kształty automorficzne. Większość tworzy skupienia wyraźnie wydłużone zgodnie z teksturą skały. Podobnie jak hematyt występuje także w utworach żyłowych. Szczególnie dużą zawartość syderytu (ok. 10 %) stwierdzono na głębokości 1820,5 m, gdzie tworzy liczne żyłki syderytowo-kwarcowe przecinające skały.

Kalcyt i dolomit występują w zmiennych ilościach, lecz są obecne we wszystkich próbkach. Obok kalcytu powstałego w wyniku przeobrażenia innych minerałów (np. syderyt) występuje kalcyt, a także dolomit jako utwór żyłowy.

Kalcyt tworzy często drobną mozaikę z serycytem, w której obecny jest także pelit kwarcowy. Większe ziarna kalcytu występują w postaci gniazd lub utworów żyłowych. Ilościowy udział kalcytu wraz z dolomitom wynosi 30 do 40 %.

Serycyt występuje głównie w partiach uboższych w związki żelaza (1817,0 i 1819,0 m), gdzie zawartość jego dochodzi do 11 %. W próbkach bogatszych w związki żelaza i węglany maleje do kilku procent (od 2 do 6 %). Drobne blaszki ułożone są zazwyczaj równoległe do foliacji skały.

W podrzędnych ilościach (ok. 0,1 %) występuje apatyt w formie drobnych igiełek.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA SKAŁ KRYSTALICZNYCH

W skałach metamorficznych podłoża krystalicznego obszaru przedsudeckiego oznaczono Ti, Ga, Pb, Cu, Mn, Ag, Ni, Co, Cr, Sn, V i Be. Analizy zawartości wymienionych pierwiastków śladowych wykonano metodą spektralnej analizy emisyjnej. Oznaczenia wykonano na dużym spektrografie firmy Hilger E 478 z optyką

kwarcową w zakresie widma 2500–3700 Å na kliszach ORWO WU-2.

Serie metamorficzne podłoża krystalicznego obszaru przedsudeckiego reprezentowane są przez następujące skały: fyllity, łupki dwułuszczykowe, łupki biotytowe i gnejs biotytowy. Średnie zawartości oraz dyspersję pierwiastków

Tabela 2

Zawartość pierwiastków śladowych w skałach metamorficznych obszaru przedSUdeckiego
Content of trace elements in metamorphic rocks of the ForeSudetic region

n	Ti	Ga	Pb	Cu	Mn	Ag	Ni	Co	Cr	Sn	V	g/t	
												Co	V
17	7539	224	13,5	189	4404	3,4	107	245	4325	48	1160	175-17500	0-175
	1-50000	25-875	0-87	50-875	1750-8750	0-25	25-500	25-500	175-17500	0-175	50-1750	175-17500	0-175
8	12368	90	80	70	3437	1,4	76	56	3278	20	1150	1750-50000	25-175
	1750-50000	50-175	25-175	25-87	1750-8750	0-5	25-175	10-175	25-1750	1-87	500-1750	1750-50000	25-175
10	8725	168,6	170	599	3050	1,8	115,5	50	2489	5,2	2962,5	8750-1750	0-10
	8750-1750	50-875	0-500	25-175	1750-5000	0-10	25-100	25-500	25-8750	0-25	875-5000	8750-1750	0-10
13	5206	75	107	54	4048	3-4	131	65	3223	12	552	875-10000	10-175
	875-10000	25-175	0-1000	10-175	875-5000	0-10	10-875	10-175	100-8750	0-100	100-1000	875-10000	10-175

Tabela 3

Zawartość pierwiastków śladowych w granitoidach obszaru przedSUdeckiego
Content of trace elements in granitoids of the ForeSudetic region

n	Ti	Ga	Pb	Cu	Mn	Ag	Ni	Co	Cr	Sn	V	g/t	
												Co	V
4	8750	77	137	26	3375	0,75	662	306	7000	1	875	1750-8750	1750-8750
	8750-8750	50-87	25-175	5-50	1750-5000	0-1	175-875	50-500	1750-8750	1-1	875-875	1750-8750	1750-8750
3	14583	175	161	25	2500	0,75	625	175	7500	-	1750	8750-17500	5000-8750
	8750-17500	175-175	25-175	25-25	1750-5000	0-1	500-875	175-175	5000-8750	-	1750-1750	8750-17500	5000-8750
3	875	133	390	125	2833	1	83	175	5891	16	1225	875	175-8750
	875-17500	50-175	175-500	25-175	175-5000	1-1	25-175	175-175	175-8750	0-25	175-1750	875	175-8750
1	17500	175	175	50	5000	1	25	25	87	10	875	17500	175-8750
	17500	175	175	50	5000	1	25	25	87	10	875	17500	175-8750
1	175	175	500	87	1750	-	500	500	10000	25	875	175	10000
	175	175	500	87	1750	-	500	500	10000	25	875	175	10000
5	875	67	400	40	4275	1,4	8,5	34	172	1	315	100-1750	10-1750
	100-1750	10-100	25-175	10-25	875-17500	1-5	1-25	10-55	10-1750	1-1	10-1750	100-1750	10-1750

Liczba górna w tabeli 2 i 3 przed awia średnią zawartość danego pierwiastka. Liczby dolne - zakres zawartości
Upper number in tables 2 i 3 denotes the mean content of a given element, lower numbers - range of content.
n - liczba próbek
n - number of samples

śladowych w skałach metamorficznych przedstawiono w tabeli 2. Rozmieszczenie pierwiastków w profilach pionowych większości otworów wiertniczych przedstawiono w diagramach (fig. 2, 3, 6).

Duża różnorodność i zmienność typów skał metamorficznych obszaru przedsudeckiego ma swoje odbicie w zmienności ich charakteru geochemicznego. Wskutek tego występowanie wszystkich badanych pierwiastków śladowych w tych skałach jest bardzo zróżnicowane.

Tytan. Średnia zawartość tytanu w poszczególnych odmianach badanych skał metamorficznych jest zróżnicowana. Najwyższą zawartość Ti stwierdzono w łupkach dwułyteczkowych (średnia 12 368 g/t), a najniższą w gnejsach biotytowych (średnia 5206 g/t). Na podkreślenie zasługuje bardzo wysoka zawartość tytanu w łupkach dwułyteczkowych z otworu Pogalewo, gdzie przewiercono 37,3 m skały o średniej zawartości tego pierwiastka wynoszącej 17500 g/t. Duża zawartość tytanu w tych łupkach wskazuje na to, że materiał pierwotny, z którego one powstały, był już wzbogacony w ten pierwiastek.

Geochemia tytanu w skałach metamorficznych nie została jeszcze dobrze poznana w przeciwieństwie do jego występowania w skałach magmowych. Większość badaczy uważa, że w procesie metamorfizmu, szczególnie regionalnego, tytan jest na ogół nieruchliwy. Mineralogiczna forma występowania tytanu w skałach metamorficznych zależna jest od mineralnego i chemicznego składu materiału pierwotnego, jak również od fizyczno-chemicznych warunków panujących w czasie metamorfizmu (Cibulezik 1972). W badanych łupkach mikowych Ti związany jest przede wszystkim z wapniem w tytanicie.

Gal. We wszystkich badanych skałach gal występuje w ilościach anomalnych, kilkakrotnie przewyższających jego średnie zawartości w skałach metamorficznych. Wysoka średnia zawartość galu w badanych skałach zawarta w przedziale od 75 do 224 g/t niewątpliwie związana jest z jego stosunkowo dużym nagromadzeniem w osadzie macierzystym dla obecnych skał metamorficznych. Wyjątkowo wysokie zawartości galu stwierdzono w fyllitach (średnia 224 g/t) oraz w łupkach biotytowych (średnia 168,6 g/t). Skały te wykazują dwa razy większe koncentracje galu niż dotychczas prze-

badane skały krystaliczne Sudetów (Idzikowski, Sachanbiński 1973).

Ołów. Zawartość tego pierwiastka w badanych skałach ulega bardzo dużemu zróżnicowaniu. Najuboższe są łupki fyllitowe (średnia 13,5 g/t), a najbogatsze łupki i gnejsy biotytowe (średnia 170 i 107 g/t). Analiza tabeli 2 sugeruje, że zawartość ołowiu w badanych skałach metamorficznych wzrasta wraz z nasileniem się procesów metamorficznych, w tym przypadku od fyllitów do gnejsów. Widoczna tu prawidłowość zgodna jest z danymi z literatury (Polański, Smulikowski 1969). Ponadto na wzrost średniej zawartości ołowiu w tych skałach niewątpliwie wpłynęły procesy hydrotermalne.

Miedź. Pierwiastek ten poza podwyższoną zawartością w fyllitach (średnia 189 g/t) na ogół występuje w ilościach charakterystycznych dla łupków ilastych. Ponieważ podczas metamorfozy nie zachodzą zazwyczaj żadne specyficzne procesy koncentracji miedzi, należy sądzić, że w osadowych odpowiednikach obecnych skał metamorficznych miedź występowała w ilościach klarkowych.

Mangan. W badanych skałach mangan wykazuje anomalne koncentracje i dość zmienne występowanie. Niektóre fyllity i łupki łyteczkowe zawierają do 8750 g/t manganu przy średniej zawartości odpowiednio 4404 i 3437 g/t. Pierwiastek ten oprócz diadochowej formy występowania w minerałach ciemnych, tworzy także własne minerały (granat i spinel).

Srebro. Pierwiastek ten w badanych skałach metamorficznych występuje w ilościach od 0 do 25 g/t. Uzyskane średnie (tab. 2) są podobne do wartości przyjętych za wzorcowe dla tego typu skał.

Nikiel. W badanym kompleksie metamorficznym nikiel jest jednym z tych pierwiastków, których średnia nie wykazuje większego zróżnicowania. Uzyskane tu zawartości niklu, których średnia zawarta jest w przedziale od 75 g/t do 131 g/t, są wyższe od typowych dla skał metamorficznych.

Kobalt. Największe koncentracje kobaltu stwierdza się w fyllitach (średnia 245 g/t) przy rozrzucie od 25 do 500 g/t, natomiast w pozostałych skałach metamorficznych (łupkach dwumikowych, biotytach i gnejsach) kobalt występuje średnio w ilościach od 50 do 65 g/t. Koncentracje te są wyższe od zawartości przyjętych

przez Hawkesa i Webba (1962) dla skał metamorficznych.

Chrom. Badane skały metamorficzne charakteryzują się bardzo dużymi koncentracjami chromu. Średnie zawartości tego pierwiastka są bardzo wysokie i mieszczą się w przedziale od 2489 (dla łupków biotytowych) do 4325 g/t dla fyllitów. O zachowaniu się chromu w warunkach metamorfizmu istnieją sprzeczne informacje. Niektórzy badacze uważają, że zawartość chromu w skałach metamorficznych jest taka sama jak w ich odpowiednikach osadowych. Natomiast Gawel (1959) udowodnił ruchliwość chromu w czasie metamorfozy i utrwalenie jego w strukturach chlorytów w okresie diaforezy. Do podobnych wniosków doszli Turekian i Carr (*vide* Dziedzic, Sachanbiński 1973), którzy stwierdzili, że przeciętna zawartość chromu w łupkach krystalicznych jest znacznie wyższa aniżeli w osadach, z których powstały, natomiast stosunek chromu do żelaza pozostaje niezmienny. W skałach metamorficznych obszaru przedSUDECKIEGO (tab. 2) obserwujemy anomalne koncentracje chromu, które są kilkanaście razy wyższe od wartości podawanych w literaturze dla tego typu skał. Z największymi koncentracjami chromu sięgającymi do 17500 g/t spotykamy się w fyllitach. Tak wysokie koncentracje tego pierwiastka związane są z dużą zawartością w tych łupkach substancji serycytowej. Minerale te mają zdolność wiązania dużych ilości chromu, który w ich strukturze podstawia glin i żelazo trójwartościowe (Bober, Gucwa, Wieser 1966). Poza serycytem głównymi nośnikami w omawianych skałach są chloryty, biotyty i być może granaty. Wydaje się, że tak duże koncentracje chromu w badanych skałach metamorficznych, niezależnie od pewnego podkoncentrowania się w czasie metamorfozy, związane są z typem osadów pierwotnych. Stwierdzono bowiem, że na ogół wyższą koncentrację chromu wykazują morskie iły niż osady ilaste akumulujące się w środowisku słodkowodnym (Potter, Shimp, Witters 1963).

Cyna. Pierwiastek ten wykazuje dużą zmienność w badanych skałach. Najwyższe jej koncentracje stwierdzono w fyllitach (średnia 48 g/t) i w łupkach dwułyszczkowych (średnia 20 g/t). Na podkreślenie zasługuje występowanie cyny w otworze Gromadka, gdzie wszystkie analizowane próby fyllitów mają zawartość Sn

w przedziale 25–175 g/t. Koncentracje te znacznie przewyższają przeciętne dla skał osadowych. Prawdopodobnie wysoka zawartość cyny w łupkach z tego otworu związana jest z jakimś lokalnym wzbogaceniem skały wyjściowej w ten pierwiastek.

Wanad. Średnia zawartość tego pierwiastka w skałach metamorficznych badanego obszaru jest zmienna i zawarta w przedziale od 552 g/t do 2962,5 g/t. Zmienność ta uwarunkowana jest zróżnicowaniem petrograficznym tych skał. Prawie wszystkie analizy badanych skał mają kilkakrotnie większą koncentrację wanadu od jego klarku dla skał metamorficznych. Największą koncentrację wanadu obserwujemy w łupkach, natomiast gnejsy mają go o połowę mniej. Wanad podczas metamorfizmu ulega częściowemu uruchomieniu. Bober, Gucwa i Wieser (1966) wykazali, że metagnejsy blastopsamitowe i leukogranity z Tatr Zachodnich utraciły, najprawdopodobniej w czasie diaforezy, między innymi część wanadu. Bardzo duża zawartość wanadu w badanych skałach metamorficznych jest prawdopodobnie odziedziczona po skale macierzystej. Przy założeniu, że skały te powstały z przeobrażenia osadów ilastych, duże koncentracje wanadu można wyjaśnić obecnością w badanych skałach metamorficznych substancji grafitoidowej. Związek wanadu z węglem organicznym został wykazany w wielu pracach (Dziedzic, Sachanbiński 1973). Szczególnie duże koncentracje wanadu do 8750 g/t oznaczono w otworze Gromadka, w tych próbkach, gdzie badania mikroskopowe ujawniły obecność pyłu grafitowego. Nagromadzenie takich ilości wanadu w łupkach grafitoidowych odbywa się na drodze biochemicznej. Poza tym podkoncentrowanie wanadu można wyjaśnić łatwością wychwytywania go przez koloidy i minerale ilaste, przy czym proces ten jest bardziej intensywny w zbiorniku morskim aniżeli w słodkowodnym. Duża koncentracja wanadu w fyllitach jest ważnym wskaźnikiem geochemicznym morskiego środowiska, w którym sedymentowały skały wyjściowe dla opisywanych łupków metamorficznych. Na podkreślenie zasługuje gwałtowny spadek zawartości wanadu (średnia 552 g/t) w gnejsach. Jest to zapewne rezultat rozpadu wiązań węgla z wanadem w połączeniach metaloorganicznych. Rozpad ten odbywa się w warunkach głębszego metamorfizmu, gdzie V^{5+} redukuje się do V^{3+} , uzyskując możliwość

podstawienia składników w nowo tworzących się minerałach. W ten sposób odbywa się rozcieńczenie koncentracji wanadu.

Granitoidy fundamentu krystalicznego badanego obszaru reprezentowane są przez granodioryty nawiercone w otworach: Kątna 1, Chrzastawa, Nowiny i Gościszowice oraz granit z Ługowa. Podobnie jak w skałach metamorficznych w granitoidach oznaczono metodami analizy spektralnej zawartość Ti, Ga, Pb, Cu, Mn, Ag, Ni, Co, Cr, Sn, V i Be. Natomiast zawartości pierwiastków głównych oznaczono metodami chemicznymi (tab. 4). Średnie zawartości oraz dyspersję pierwiastków śladowych w skałach z poszczególnych otworów wiertniczych przedstawiono w tabeli 3. Ponadto przedstawiono rozmieszczenie pierwiastków w profilach większości otworów wiertniczych (fig. 2—6).

Badania petrograficzne wykazały, że granitoidy badanego obszaru nie tworzą jednolitego szeregu petrogenicznego. Granitoidy te reprezentowane są przez granodioryty i granity. Dominującymi skałami są granodioryty nawiercone w pięciu dość odległych od siebie otworach. Granity zaś zostały stwierdzone w otworze Ługowo. Zróżnicowanie petrograficzne opisywanych granitoidów i być może odmienna ich geneza wpłynęły również na to, że granodioryty i granity wykazują dość wyraźne różnice w składzie pierwiastków śladowych (tab. 3).

Granodioryty odsłonięte otworami wiertniczymi reprezentują kwaśne skały średnio lub gruboziarniste i mają one dość monotony skład mineralny. W tabeli 4 podano analizy chemiczne granodiorytów z otworu wiertniczego Kątna 1. Reprezentują one typowe odmiany tych skał z obszaru przedsudeckiego. Opisywane granodioryty wykazują pewne zróżnicowanie geochemiczne. Szczególnie widoczna jest różnica w zawartości pierwiastków śladowych między granodiorytami z Kątnej 1, a pozostałymi otworami wiertniczymi. Istotne różnice można zaobserwować w zawartości Ti, Pb, Ga, Ni, Cr, Sn. Natomiast pozostałe pierwiastki, takie jak: Co, V, Mn, Ag, nie wykazują istotnego zróżnicowania.

Odmienny charakter geochemiczny wykazują granity z Ługowa. Z wyjątkiem Pb, Cu, Ga, Mn i Ag zawartości pozostałych pierwiastków są niższe niż w granodiorytach.

Istotną cechą geochemiczną granodiorytów i granitów obszaru przedsudeckiego, mogącą

wyjaśnić genezę badanych skał, jest rozbieżność zawartości w nich pierwiastków śladowych w porównaniu z danymi literaturowymi dla tego typu skał. W odniesieniu do danych Winogradowa (1966) oraz Bieusa (1973) stwierdzić należy, że granitoidy z otworów Kątna 1,

Tabela 4
Skład chemiczny granodiorytów z otworów Kątna 1
Chemical composition of granodiorites from the Kątna 1 drilling

Składniki Components	Zawartość składników w % wagowych Content of components in weight per cent	
	głębokość pobrania próby — depth of sampling	
	1667,3 m	1783,3 m
SiO ₂	65,74	59,02
Al ₂ O ₃	14,22	15,92
Fe ₂ O ₃	5,08	3,52
FeO	1,44	3,43
MgO	1,61	4,13
CaO	0,71	2,10
Na ₂ O	2,80	3,15
K ₂ O	5,40	3,15
H ₂ O ⁺	1,40	3,96
H ₂ O ⁻	0,36	0,45
TiO ₂	0,58	0,70
MnO	0,02	0,05
P ₂ O ₅	0,24	0,29
Suma Total	99,60	99,87

Anal. w Laboratorium Inst. Nauk Geol. U. Wr.
Analysed by Inst. Nauk Geol. U. W.

Chrzastawa i Nowiny wykazują znacznie podwyższone zawartości Pb, Ga, Co, Cr, V, Mn i Ag oraz Ni, natomiast zawartość Cu i Ti (z wyjątkiem granodiorytów z Kątnej 1, Chrzastawy i Nowin) są podobne do danych przedstawionych w literaturze. Granodioryty obszaru przedsudeckiego wykazują wybitne wzbogacenie w pierwiastki związane z minerałami femicznymi.

Dyspersja zawartości pierwiastków śladowych jest na ogół duża, co wskazuje na niejednolity charakter tych skał. Najmniejsze zróżnicowanie w zawartości pierwiastków śladowych wykazują granodioryty w Kątnej. Wstępne badania zawartości pierwiastków śladowych w granitoidach obszaru przedsudeckiego, a szczególnie stwierdzenie w nich bardzo wysokich koncentracji wanadu i chromu, przemawiają za tym, że granodioryty te należą do granitoidów mieszanych w podziale Smulikowskiego (1958). Badania geochemiczne granitoidów

dolnośląskich wykonane przez Szpilę (1967) potwierdziły pogląd, że granitoidy mieszane są wyraźnie wzbogacone w wanad i chrom.

Na podkreślenie zasługuje również duża średnia zawartość ołowiu w badanych granitoidach. Zawartość ta kilkakrotnie przewyższa klark ołowiu dla granitów. Szczególnie dużą

koncentracją ołowiu odznaczają się próbki granitu z otworu Ługowo 2 (średnia 400 g/t) i granodiorytu Buczyna S-741 (średnia 500 g/t) oraz z Gościszowic (średnia 390 g/t). Tak wysokie zawartości tego pierwiastka należy tłumaczyć działalnością roztworów hydrotermalnych, którym uległy te granitoidy.

INTERPRETACJA GEOLOGICZNA

Próba interpretacji budowy geologicznej fundamentu krystalicznego obszaru przedsudeckiego może być podjęta w oparciu o wyniki rozpoznania wiertniczego i geofizycznego. Należy podkreślić, że ilość danych jest jeszcze stosunkowo niewielka. W przedstawianym opracowaniu zawarto wyniki badań petrograficznych i geochemicznych, które pozwoliły na rozpoznanie składu mineralnego omawianych skał krystalicznych oraz nadania im prawidłowych nazw. Ujawniły się przy tym pewne rozbieżności w nazewnictwie skał w porównaniu ze stosowanymi w pracy Oberca (1972).

Ogólnie można stwierdzić, że fundament krystaliczny obszaru przedsudeckiego budują masywy granitoidowe, przede wszystkim granodioryty posiadające osłonę złożoną ze skał różnego stopnia metamorfizmu (hornfelsy, gnejsy, łupki łyszczykowe i fyllity). Poniżej przeanalizowano rozmieszczenie tych skał w poszczególnych otworach wiertniczych wzdłuż trzech linii przekrojowych. Dane z otworów nie leżących wzdłuż linii przekrojowych zostały omówione oddzielnie.

W zachodniej części bloku przedsudeckiego skały krystaliczne zostały nawiercone w kilkunastu otworach (fig. 1; tab. 1). Utwory krystaliczne znane są ponadto w tym rejonie z otworu Małomice, wykonanego w okresie przedwojennym. Pod osadami kenozoicznymi zostały stwierdzone w tym otworze słabo zmetamorfizowane łupki ilaste. Dokładniejszego opisu profilu brak.

W północno-zachodniej części monokliny przedsudeckiej w otworze Ługowo 2 na głębokości 2846,2 m pod osadami karbonu dolnego zostały stwierdzone granity, które w górnej części są silnie skataklazowane, a w dolnej przybierają charakter pegmatytów. Występujące tu liczne spękania mają upad od 30 do 90°. Na SW od wiercenia Ługowo 2 wykonano otwór wiertniczy Bielawy 1. Pod osadami karbońskimi na głębokości 2677,0 m występują w nim

słabo zmetamorfizowane fyllity. Upad warstw jest zmienny w granicach od 15 do 60°. Można przypuszczać, że utwory te łączą się z utworami metamorficznymi elewacji leszczyńsko-wolsztyńskiej.

W południowo-zachodniej części omawianego obszaru na bloku przedsudeckim został wykonany otwór wiertniczy Gromadka, w którym pod osadami kenozoicznymi występują zmięte i sfałdowane fyllity (przekrój Gromadka-Żakowo 1 — fig. 7). Leżą one na łupkach biotytowych nawierconych również pod osadami kenozoicznymi w otworze Jędrzychówek. Nieco dalej ku NE został wykonany otwór wiertniczy Buczyna S-74, w którym pod osadami kenozoicznymi i permskimi stwierdzone zostały hornfelsy, a pod nimi pojawiają się granodioryty. Mimo braku danych z obszaru na NE od otworu Buczyna S-74 z analizy skał pochodzących z sąsiednich otworów można wnioskować, że winny występować w tym rejonie łupki biotytowe (por. fig. 1 i 7). W następnym ku NE otworze Świąciechowa 1 pod utworami karbonu dolnego zostały stwierdzone łupki kwarcytowo-serycytowe mocno sfałdowane oraz wykazujące wtórne złupkowanie. W ostatnim otworze Żakowo 1 występują fyllity wykazujące mniejsze przeładowanie niż łupki serycytowe (fig. 7).

Niedaleko wiercenia Gromadka zostały wykonane dwa otwory. W otworze Biskupin IG-1 pod utworami trzeciorzędowymi zostały stwierdzone łupki alunowe zaliczane przez Jerzmańskiego (1970) do syluru. W pobliskim otworze Nowa Kuźnia IG-2 również pod osadami trzeciorzędowymi zostały nawiercone piaskowce kwarcytowe uważane przez Jerzmańskiego (*ibid.*) za utwory dewońskie. Na północ od Legnicy znane są dwa otwory wiertnicze Kuchlice i Pątnów. W pierwszym stwierdzono łupki talkowe, a w drugim łupki łyszczykowe Berger (1937). W otworze Polkowice S-192 usytuowa-

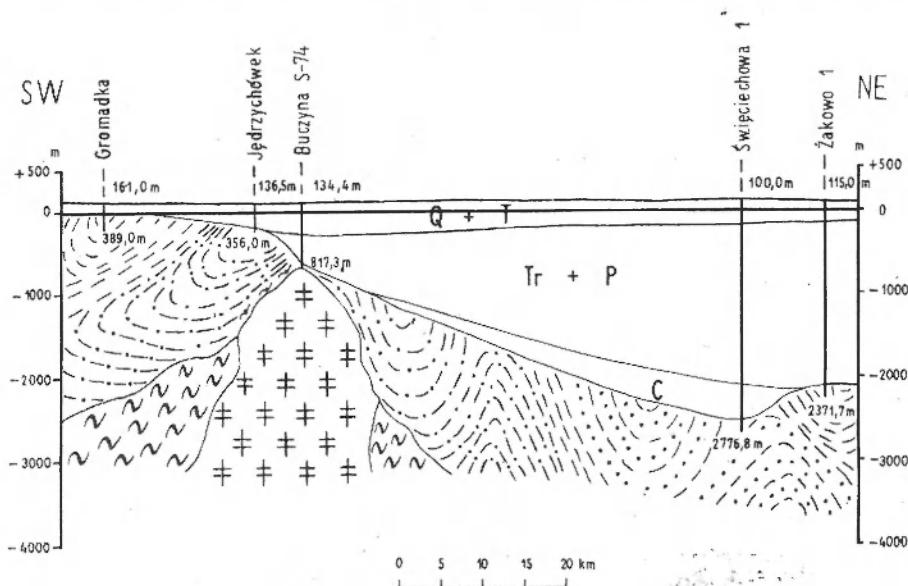


Fig. 7

Przekrój przez utwory krystaliczne wzdłuż linii Gromadka - Żakowo 1

Otworki wiertnicze opisano liczbami oznaczającymi wysokość nad poziom morza i końcową głębokość otworów. Objasnienia: Q - czwartorzęd; T - trzeciorzęd; Tr - trias; P - perm; C - karbon

Cross-section through crystalline rocks along the Gromadka - Żakowo 1 line

Bore-holes described with numbers marking height above sea level and final depth of drillings. Legend: Q - Quaternary; T - Tertiary; Tr - Triassic; P - Permian; C - Carboniferous

nym na monoklinie przedsudeckiej pod osadami permu zostały stwierdzone łupki biotytowe. Łączą się one prawdopodobnie z łupkami biotytowymi występującymi w otworze Jędrzychówek.

W otworze Piotrowice Wlk. występują łupki łyszczykowe, które w kierunku NE przechodzą w otworze Osobowice w łupki biotytowe z soczewkami łupków amfibolowych (fig. 8). W otworze Mirków 1 stwierdzono występowanie hornfel-

sów, a dalej ku wysuniętemu na NE otworowi Dobrzeń 1 początkowo występują łupki amfibolowe, które ku dołowi przechodzą w łupki biotytowe. Pod kompleksem łupków biotytowych, łyszczykowych, amfibolowych i hornfelsów pomiędzy otworami Piotrowice Wlk. i Mirków występują najprawdopodobniej gnejsy i granodioryty, które tutaj zostały zaznaczone na podstawie interpretacji z przekroju na figurze 9.

W wierceniu Gościszowice, przez które poprowadzono trzecią linię przekrojową Gościszowice-Chrzastawa 1 (fig. 9), pod osadami kenozoicznymi zostały stwierdzone granodioryty. W górnej części są one mocno zwietrzałe, a w głębszych partiach skała jest świeża. Na rdzeniach obserwuje się liczne spękania pod kątem 30-80°. Ku SE granodioryty z otworu Gościszowice zanurzają się pod gnejsy, a dalej ku SE pod łupki biotytowe, stwierdzone w otwo-

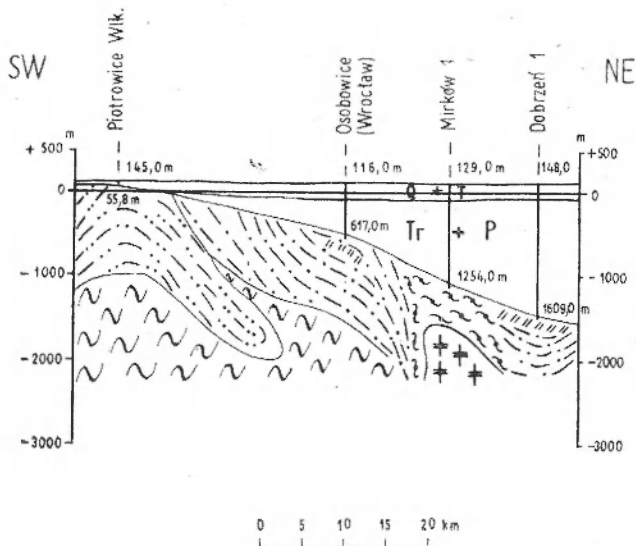


Fig. 8

Przekrój przez utwory krystaliczne wzdłuż linii Piotrowice Wlk. - Dobrzeń 1

Cross-section through crystalline rocks along the Piotrowice Wlk. - Dobrzeń 1 line

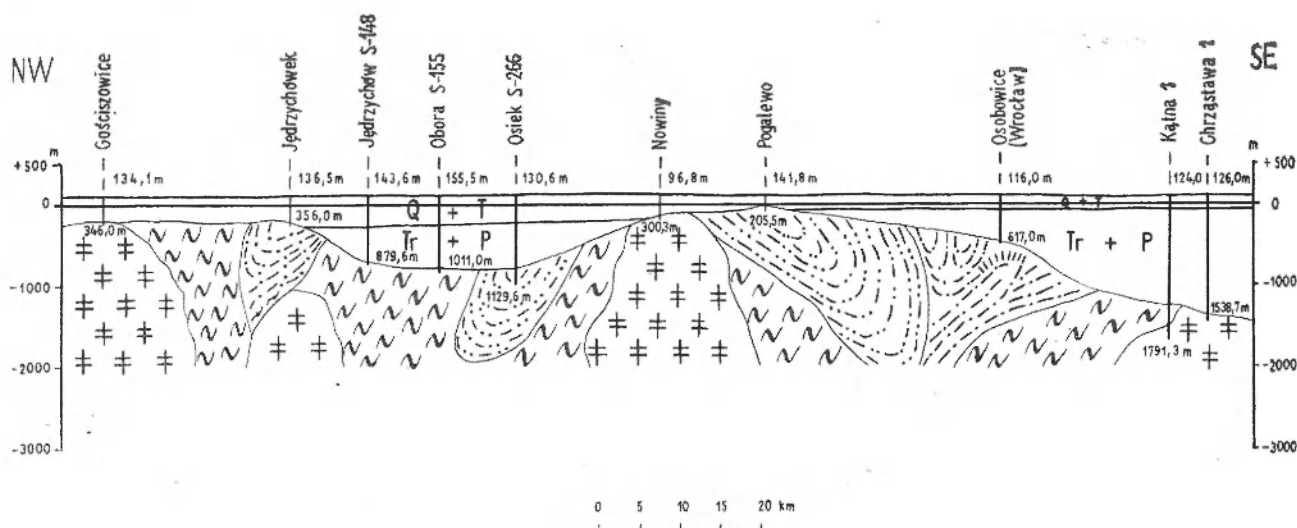


Fig. 9

Przekrój przez utwory krystaliczne wzdłuż linii Gościszowice – Chrzastawa 1

Cross-section through crystalline rocks along the Gościszowice – Chrzastawa 1 line

rze Jędrzychówek. W spągowych partiach łupki biotytowe przechodzą w hornfelsy. Skąły typu hornfelsów zostały stwierdzone w otworze Buczyna S-74. Gnejsy biotytowe kontaktujące od SE z fyllitami nawiercono w otworach Jędrzychów S-148 oraz Obora S-155. Nawiercono w otworze Osiek S-266 fyllity i łupki łyszczykowe są wcisnięte między gnejsy stwierdzone w otworach Jędrzychów i Obora a gnejsy zapewne występujące między otworami Osiek i Nowiny. W otworze Nowiny granodiority odsłaniają się na powierzchni podtrzeciorzędowej. W pobliżu otworu Nowiny bezpośrednio na granodiorytach leżą łupki łyszczykowe (otwór Pogalewo), pod którymi pojawiają się gnejsy zaznaczone w dolnej części przekroju. Łupki łyszczykowe przechodzą dalej ku SE w łupki biotytowe z przewarstwieniami łupków amfibolowych nawierconych w otworze Osobowice. Kontakt granodiorytów z metamorficzną osłoną przewiercono w otworze Kątna 1. Pod przeładowanymi gnejsami, miejscami zbrekowanymi, nawiercono granodiority. W obydwu typach skał występują spękania i szczeliny pod kątem od 30 do 90°. W wykonanym w pobliżu otworu Kątna 1 otworze Chrzastawa 1 bezpośrednio pod osadami czerwonego spągowca stwierdzono granodiority również z licznymi spękaniem występującymi pod kątem 20–80°.

W otworach wiertniczych wykonanych na południe od Wrocławia we wsi Szukalice pod

osadami kenozoicznymi zostały stwierdzone łupki łyszczykowe. Następnie w otworze Krajków i Oława IG-1 pod osadami permскими nawiercono również łupki łyszczykowe. Z tych trzech otworów wynikałoby, że podłoże starsze w tym rejonie jest zbudowane z łupków łyszczykowych. Na wschód od Trzebnicy został wykonany otwór Czeszów 4, w którym pod osadami czerwonego spągowca nawiercono łupki serycytowe.

Z analizy mapy i przekrojów wynika, że w północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego i na monoklinie przedsudeckiej występują cztery masywy granodiorytowe. W północno-zachodniej części monokliny pod osadami dolnego karbonu występuje masyw granitowy Ługowa. Choć występuje on między wysokimi anomaliami grawimetrycznymi +32 mgł i +34 mgł (Dąbrowski 1956), to można przypuszczać, że anomalie te związane są również z innymi skałami, np. granodiorytami występującymi w tym regionie. Masyw występujący w okolicach Gościszowice (otwór Gościszowice) znajduje się między dodatnimi anomaliami od +32 do +34 mgł (Dąbrowski *ibid.*). Wyraźne dodatnie anomalie grawimetryczne występują także około 10 km na NW od otworu Gościszowice. Drugim zarysowującym się masywem jest masyw granodiorytowy stwierdzony w otworze Buczyna S-74, widoczny w przekroju na figurze 2. Nie ma on wyraźnego odbicia w anomalii grawimetrycznej. Wyraźna anomalia grawimetryczna

występuje natomiast na południowy-zachód od tego otworu, gdzie wynosi +40 mgł (Dąbrowski *ibid.*). Najprawdopodobniej okolice otworu Buczyzna S-74 stanowią brzeżną partię masywu występującego w rejonie dodatniej anomalii. Trzecim obszarem gdzie najwyraźniej zaznaczają się dodatnie anomalie grawimetryczne jest rejon ujścia Kaczawy do Odry. Występuje tutaj masyw granodiorytowy stwierdzony otworem Nowiny. Zaznacza się on bardzo wyraźnie na mapie grawimetrycznej Dąbrowskiego (*ibid.*) wysokimi dodatnimi anomaliami grawimetrycznymi (+36 mgł). Jedynie masyw granodiorytowy Chrzastawy i Kątny nie ma wyraźnego odbicia na mapie grawimetrycznej Dąbrowskiego. Na miejsce jego występowania przypadają dodatnie anomalie Bougera +16 mgł.

Wszystkie masywy granitoidowe są wciąż między skały metamorficzne (fig. 7 i 9), które z kolei są mocno przełałdowane z częstym wtórnym złupkowaniem. Najczęściej na kontakcie ze skałami masywów granodiorytowych występują gnejsy i łupki biotytowe. Masywy granodiorytowe Gościszowice i Nowiny leżą bezpośrednio pod osadami kenozoicznymi, masyw granodiorytowy Buczyzny pod hornfelsami i przykryty jest osadami permu, triasu i kenozoiku, masyw Chrzastawy przykryty jest również osadami permu, triasu i kenozoiku, a ponadto w otworze Kątna 1 przykrywają go bezpośrednio gnejsy. Granity z otworu Ługowo 2 występują pod osadami dolnokarbońskimi.

Wiek serii krystalicznych obszaru przed-sudeckiego był dotychczas różnie określany. Wyżykowski (1961, 1964, 1972) granodioryty

z otworów Nowiny i Gościszowice wiąże z orogenezą waryscyjską, natomiast Osika (1961) przypisywał im wiek kaledoński lub starohercyński. Ostatnio Oberc (1972) omawiając wiek granitoidów z obszaru przedsudeckiego podaje: „Opierając się na analogiach z metamorfizmem sudeckim trudno przy tym stanie dowieść, czy są one wieku waryscyjskiego, czy pochodzą ze schyłku prekambru”. Natomiast omawiając wiek skał metamorficznych występujących wzdłuż środkowej Odry pisze: „Stwierdzone dotychczas wierceniami ogniwa litologiczne serii metamorficznej środkowej Odry nie różnią się od skał typowych, uznawanych za proterozoiczne w innych masywach metamorficznych Dolnego Śląska”, a w dalszych rozważaniach odnośnie metamorfizmu z rejonu Leszna nazywa te utwory „metamorfizmem prekambryjskim (eokambryjskim) typu małopolskiego”.

Problem wieku skał granitoidowych i metamorficznych jest dotychczas nierozwiązany. Z analizy całości zagadnienia wynika, że skały metamorficzne z omawianego obszaru są niewątpliwie starsze od dolnego karbonu, ponieważ utwory dolnokarbońskie leżą niezgodnie na skałach metamorficznych na przykład w otworze Święciechowa 1 i Bielawy 1, a w otworze Ługowo 2 dolny karbon leży na granicy. Najprawdopodobniej intruzje granitoidowe pochodzą ze schyłku prekambru. Natomiast w proterozoiku zostały zmetamorfizowane już wcześniej utworzone skały osadowe. Problem jest nadal otwarty i dopiero dalsze badania pozwolą dokładniej określić wiek skał metamorficznych i granitoidowych w obszarze przedsudeckim.

WNIOSKI

1. Skały krystaliczne występujące w północno-wschodniej części bloku przedsudeckiego i na monoklinie przedsudeckiej są reprezentowane w przeważającej części przez skały metamorficzne: gnejsy; łupki biotytowe, dwulyszczkowe, kwarcytowo-serycytowe, serycytowe; fyllity i amfibolity.

2. Na badanym obszarze występuje pięć masywów granitoidowych wciążniętych w skały metamorficzne, cztery granodiorytowe — Gościszowice, Nowiny, Chrzastawa, Buczyzna oraz jeden granitowy — masyw Ługowa.

3. Skały metamorficzne są mocno przełałdowane i wykazują wtórne złupkowanie.

4. Wiek intruzji granodiorytowych przypada najprawdopodobniej na schyłek prekambru, natomiast w proterozoiku zostały zmetamorfizowane wcześniej powstałe skały osadowe.

5. Omawiane granodioryty bogate są w plagioklasy (do 35% An), hornblendę i biotyt. W mniejszych ilościach występuje kwarc i skaleń potasowy. Widoczna w plagioklazach budowa pasowa z nierzadką rekurencją pasów wskazuje na ich magmowe pochodzenie.

6. Stropowe partie granodiorytów są silnie strzaskane i przeobrażone, a w jednym przypadku również zgnejsowane (Chrzastawa).

7. Skały metamorficzne zalegające nad mag-

nowymi ujawniają w zmiennym stopniu metamorfizm kontaktowy, ograniczony zwykle do silniejszej feldspatyzacji i blastezy biotytowej. Niekiedy mają one charakter hornfelsów.

8. Serię łupkową cechuje zmienny stopień przeobrażenia i duża różnorodność pierwotnego osadu, w którym przeważał detrytyczny materiał pelitowy nad piaszczystym i węglanowym.

9. Ze wstępnych badań geochemicznych wynika, że zarówno w skałach metamorficznych jak i magmowych obserwuje się duże zróżnicowanie

w występowaniu pierwiastków śladowych.

10. Stwierdzenie w niektórych granitoidach obszaru przedśudeckiego bardzo dużych koncentracji wanadu i chromu przemawia za tym, że skały te należą do grupy granitoidów mieszanych.

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30
50-205 Wrocław
Wrocław, kwiecień 1974

LITERATURA

- BERGER F., 1933: Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Z. d. Schles. Ges. f. V. K.*, (1932).
- 1937: Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte Schlesiens. *N. Jb. Miner. etc.*, 77, Beil. Abt. B.
- [BIEUS A. A.], 1972, Беус А. А.: Геохимия литосферы. Изд. Недра, Москва.
- BOBER L., GUCWA I., WIESER T., 1966: O pochodzeniu łupków grafitowych w Tatrach Zachodnich. On the origin of graphitoid schists in the Western Tatras. *Arch. miner.*, t. XXVI, z. 1 i 2.
- [CIBULCZIK W. M.], 1972, Цибульчик В. М.: Поведение титана в коре выветривания метаморфических пород. Изд. Наука, Москва.
- DĄBROWSKI A., 1956: Atlas Géologique de Pologne — Carte Gravimétrique de Pologne, 1:2.000.000. Inst. Geol., Warszawa.
- 1969: Skały czynne magnetycznie na obszarze przedśudeckim. Magnetically Active Rocks in the Fore-Sudetic Area. *Kwart. Geol.*, nr 4.
- DZIEDZICOWA H., SACHANBIŃSKI M., 1973: Wstępne uwagi o geochemii niektórych pierwiastków rzadkich w łupkach metamorfiku niemiecko-kamienieckiego. *Pr. nauk. Inst. Chem. Nieorg. i Metal. Pierw. Rzad. Polít. Wrocł.*, nr 18, Ser. Konferencje, nr 3.
- EISENTRAUT O., (1939): Der niederschlesische Zechstein u. seine Kupferlagerstätte. *Arch. Lagerst. Forsch.*, Bd. 71.
- GAWEL A., 1959: Zagadnienie petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. *Inst. Geol., Biul.* 149.
- HAWKES H. F., WEBB J. S., 1962: Geochemistry in the mineral exploration. London.
- IDZIKOWSKI A., SACHANBIŃSKI M., 1973: Uwagi o geochemii galu w skałach krystalicznych bloku gnejsowego Sowich Gór. Remarks on geochemistry of crystalline rocks in the gneiss block of the Sowie Mtns. *Acta Univer. Wratisl.* nr. 192, *Pr. Geol.-Miner.*, III.
- JERZMAŃSKI J., 1970: Neue Ergebnisse in westlichen Teil des Blok przedśudecki. *Ber. deutsch. Ges. Geol., Wiss. A. Geol. Palaont.*, Bd. 15, H. 3.
- KŁAPCINIŃSKI J., 1959: Trias na północny-wschód od wału przedśudeckiego. The Triassic north-east of the Fore-Sudetic Swell. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. XXVIII, z. 4.
- 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedśudeckiej. The lithology, fauna, stratigraphy and paleogeography of the Permian in the Fore-Sudetic monocline. *Geol. Sudetica*, vol. V.
- KUHL J., 1966: O jednym z alimentacyjnych obszarów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Remarks on an alimentated area from the Upper Silesian Coal Basin. *Prz. geol.*, nr 4.
- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe, Inst. Geol. Warszawa.
- OSIKA R., 1961: Sprawa poszukiwania złóż rud żelaza na bloku przedśudeckim w świetle nowych danych geologicznych. Problem of iron ore deposits prospecting on the Fore-Sudetic Block, in the light of new geological data. *Prz. geol.* nr 3.
- POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K., 1969: Geochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- POTTER P. E., SHIMP N. F., WITTERS J., 1963: Trace elements in marine and freshwater argillaceous sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 27.
- ROEMER F., 1883: Über ein Vorkommen von Glimmerschiefer bei Gross-Peterwitz unweit Breslau. *Jb-Ber. d. Schles. Ges. f. V. K.* (1882).
- SCUPIN H., 1931: Die nordsudetische Dyas. Eine stratigr. paläogeograph. Untersuchung. *Fortschr. d. Geol. etc.*, Bd. 9/27.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Stud. geol. pol.*, Vol. 1.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedśudeckiego. Geology and structure of the Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, vol. III.
- SZPILA K., 1967: Geochemia wanadu i chromu w sudeckich skałach magmowych. Geochemistry of

- vanadium and chromium in Sudetic igneous rocks. *Arch. miner.*, t. XXVII, z. 2.
- [WINOGRADOW A. P.], 1962; Виноградов А. П.: Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, no 7.
- WYŹYKOWSKI J., 1961: Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. Remarks on the geological structure of north-western part of Fore-Sudetic Block. *Prz. geol.*, nr 4.
- WYŹYKOWSKI J., 1964; Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegendes formations in the Sudetic foreland. *Ibid.*, nr 7/8.
- (1971, Profil litostratygraficzny — otwór Oława IG-1, Warszawa (mpis).
- 1972, Otwór Gościszowice, Warszawa (mpis).
- ZWIERZYCKI J., 1951; Sole potasowe na północ od Wrocławia. The potassium salte of the north of Wrocław. [w:] Księga pamiątkowa ku czci prof. Bogdanowicza. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Jerzy KLAPCIŃSKI, Czesław JUROSZEK, Michał SACHANBIŃSKI

NEW DATA ON GEOLOGY OF THE FORESUDETIC CRYSTALLINE BASEMENT

Abstract: Geological, petrographical and geochemical characteristic of rocks of the Foresudetic crystalline basement is presented on the basis of informations provided by drillings. The investigated basement is built up mostly of metamorphic rocks among which

five granitoid massifs have been found. The massifs are composed of granodiorites and granites. Age of these rocks is still doubtful, most likely they belong to the Precambrian.

Summary

This paper deals with the crystalline rocks encountered in drillings localized over the area of the Foresudetic block and Foresudetic monocline (figs. 1, 2-6; tab. 1). These rocks were subject to petrographical and general geochemical investigations. The bore-holes providing drill-cores for investigations were the following: Gościszowice, Ługowo 2, Gromadka, Jędrzychówek, Buczyna S-74, Bielawy 1, Święciechowa 1, Żakowo 1, Polkowice S-192, Jędrzychów S-148, Obora S-155, Osiek S-266, Nowiny, Pogalewo, Osobowice, Mirków 1, Kątna 1, Chrzastawa 1, Dobrzeń 1 and Czeszów 4. The data supplied by bore-holes drilled before the second world war (Małomice, Kochlice, Pątnów, Piotrowice Wielkie, Szukalice, Krajków) as well as the data provided by drillings bored after the war (Biskupin IG-1, Nowa Kuźnia IG-2, and Oława IG-1) were jointly taken into considerations.

The Foresudetic block displays a mosaic structure. Most of crystalline rocks of this block are covered with Tertiary and Quaternary deposits reaching over 200 metres in thickness. Central and southern parts of the Foresudetic block emerge from the Cenozoic cover, occurring at the earth's surface. These are: the Wądroże Wielkie gneisses, crystalline rocks of the Strzegom, Sobótka, and Strzelin massifs as well as a large part of the Sowie Mts. massif. The Foresudetic block is hidden northeasterly under Permian rocks of the Foresudetic monocline. On the north the crystalline rocks occur under Carboniferous deposits. On the northwest they are plunging under Permian and Carboniferous rocks of the Żary pericline. On the southwest the Foresudetic block is bordered by the marginal Sudetic fault. The southeastern boundary of this block is undistinct. Its crystalline rocks are most likely at first covered with Devonian rocks and next with Lower Carboniferous deposits.

The crystalline rocks occur over the area of the

Foresudetic monocline under Rotliegendes and Lower Carboniferous deposits at depth of some hundreds up to several thousands metres.

The region under discussion is built up of metamorphic and igneous rocks. Among metamorphic rocks the following are to be mentioned: gneisses, biotite schists, mica schists, amphibole schists, quartz-sericite schists, and phyllites. Igneous rocks are represented by granodiorites and granites (figs. 1, 7-9). Most of the bore-holes drilled merely metamorphic rocks. Igneous rocks were encountered only in some drillings. Having analyzed the geological map (fig. 1) and cross-sections (figs. 7, 9) five granitoid massifs were found to occur in the northwestern part of the Foresudetic block and under the Foresudetic monocline. These are: the Ługowo granite massif, the Gościszowice granodiorite massif, the Buczyna granodiorite massif, the Nowiny granodiorite massif, and the Chrzastawa granodiorite massif. These granodiorite massifs are reflected in a gravimetric map as high positive gravimetric anomalies whose values reach +32 up to +34 mg/l. Only the Chrzastawa granodiorite massif does not display any distinct reflections in the gravimetric map by Dąbrowski (1956).

All the granitoid massifs are pressed into metamorphic rocks (figs. 7, 9) which are strongly folded and often secondarily foliated. The granodiorite massifs are most frequently surrounded by gneisses and biotite schists. The Gościszowice and Nowiny granodiorite massifs are covered only with Cenozoic deposits. The Buczyna granodiorite massif is overlaid by hornfelses as well as by Permian, Triassic, and Cenozoic rocks. The Chrzastawa massif is hidden under Permian Triassic, Cenozoic deposits and occasionally also under gneisses which adhere immediately to the massif rocks (the Kątna 1 drilling). Granites discovered in the Ługowo 2 bore-hole are covered with Lower Carboniferous deposits.

Age of both granitoid and metamorphic rocks remains still uncertain. The metamorphic rocks occurring in the discussed region are undoubtedly older than the Lower Carboniferous because deposits of the very age were found to overlay discordantly metamorphic rocks in the Święcichowa 1 bore-hole and granitic rocks in the Ługowo 2 bore-hole. The granodiorites intruded most likely at the end of the Precambrian whereas the metamorphic rocks are believed to have been derived from their parent sedimentary rocks during the Proterozoic. The questioned problem remains still open and it is to be expected that further investigations will allow to determine the age of the discussed rocks more precisely.

Thin sections were cut from the drill-cores taken from twenty bore-holes. It was ascertained that igneous rocks were bored in six drillings situated over the area of the Foresudetic block and the Foresudetic monocline (figs. 1, 2, 4, 6); in the Gościszowice drilling at the depth of 333,5 m, in the Ługowo 2 drilling—below 2846,2 m, in the Buczyna drilling—below 816 m, in the Nowiny drilling—below 263 m, in the Kątna 1 drilling—below 1648,0 m, in the Chrzastawa drilling—below 1470 m. Granitic rocks with numerous portions characterized by micropegmatitic structure have been discovered only in the drill-cores coming from the Ługowo 2 drilling. Other bore-holes drilled granodiorites rich in plagioclases, biotite, amphibole, quartz, and potash feldspar. Plagioclases are represented mostly by basic oligoclase as well as acid andesine (up to An_{35}). Zonal plagioclases are ubiquitous pointing to an igneous origin of the granodiorites under discussion. Amphiboles (hornblende) and biotite appear to be the main dark constituents to form the rocks. Their crystals display nearly automorphic habit. These dark minerals are usually strongly chloritized when occur in rocks forming the top parts of the massifs. In the case of the Chrzastawa drilling hornblende was even completely replaced by calcite pseudomorphs. The Chrzastawa granodiorites are strongly gneissified and fractured close to the massif roof. Symptoms of cataclasis and distinct transformations of some minerals (feldspars, amphiboles, biotite) are also characteristic of other igneous rock massifs.

Paragneisses and different varieties of mica schists are overwhelming among metamorphic rocks covering the intrusive massifs. These rocks are to various degree affected by contact metamorphism which is usually expressed by stronger feldspathization and biotite blastesis. The metamorphic rocks acquire sometimes a hornfelse structure, and new biotite flakes (up to 2 mm in diameter) displaying automorphic outlines are arranged discordantly to the directional fabric of the pre-existing rock. Contact phenomena can be also observed in the drill-core samples taken from those bore-holes that have not entered any igneous rocks. E. g. a transition from the biotite-sericite-albite schists to the biotite-feldspar hornfels may be studied in the drill-cores of the Mirków bore-hole. Distinct thermal influence can be seen even in the sericite series. Sericite scales form oval concentrations reaching 0,25–0,6 mm in their size. Individual quartz grains, fragments of biotite scales and iron oxides are scattered within the concen-

trations which making some sort of blasts differ distinctly from a rock groundmass.

The schists series is characterized by various degree and mode of transformations. Its parent sedimentary rocks were strongly lithologically diversified. The series under discussion is intercalated with amphibolites and cut by acid vein rocks. The content of carbonates locally increases up to 40 per cent, and the content of the iron compounds may reach 30 per cent of the rock volume. Large amounts of these components are inherited from the primary sediment and some part of them is due to penetrating solutions. Two generations of veins found in the drill-cores taken from the Czeszów 4 bore-hole are believed to be due to those solutions. The older generation veins contain siderite, quartz, calcite, dolomite, and iron oxides. The younger ones consist of calcite and iron oxides.

Besides quartz, micas and feldspars considered as the main minerals of the mica schists the accessory minerals as zircon, apatite, rutile, and iron oxides are widespread. Sometimes large amounts of garnets, tourmaline, graphite, and pyrite may be encountered.

The amounts of Ti, Ga, Pb, Cu, Mn, Ag, Ni, Co, Cr, Sn, V, and Be occurring in metamorphic rocks were determined by means of spectral analysis. Phyllites, mica schists, biotite schists, and biotite gneisses were subject to this analysis. The results are presented in tab. 2 A distribution of elements throughout the vertical sections of the majority of the bore-holes is also illustrated (figs. 2, 3, 6). It was ascertained that the distribution of trace elements depends in the investigated rocks on chemical composition of the parent sediment and on physical conditions of metamorphic processes.

The occurrence of trace elements in particular varieties of the metamorphic rocks is characterized in details. Titanium appears to be remarkably high concentrated especially in mica schists (on the average—17.500 g/t). Gallium is also abnormally high concentrated in the investigated rocks. Its amounts exceeds several times the average quantity typical for metamorphic rocks. The content of lead increases with incremental intensity of metamorphic processes, starting from phyllites to gneisses. Moreover, the content of lead ranges considerably from sample to sample but still high average quantities of this element indicate that the rocks under discussion were affected by hydrothermal processes. Chrome is also highly concentrated. Its amounts range from 2489 g/t in biotite schists up to 4325 g/t in phyllites. Such high amounts of chrome are to be assigned to large content of sericite stuff in the investigated schists.

The content of vanadium appears to be also variable. The highest concentrations of this element were found in graphite-rich schists (on the average—2962 g/t).

By means of spectral analysis the amounts of Ti, Ga, Pb, Cu, Mn, Ag, Ni, Co, Cr, Sn, V, and Be were determined for granodiorites coming from the Kątna 1, Chrzastawa, and Gościszowice bore-holes as well as for granite coming from the Ługowo bore-hole. Normal elements occurring in these rocks were determined by means of chemical methods.

The results of chemical analyses are presented in

tab. 3 and 4. The distribution of the determined elements throughout the vertical sections of the majority of the bore-holes has also been illustrated (figs. 2, 3, 6). The investigated granitoids display considerable increment in amounts of Pb, Ga, Co, Cr, V, Mn, Ag, and Ni (with except to the Nowiny granodiorite) when compared with the average quantities of trace elements in a granitic rock.

The amounts of trace elements in the investigated rocks are greatly varying. This points to an inhomogeneous nature of these rocks. The preliminary investigations of contents of trace elements in granitoids occurring in the Foresudetic region and especially ascertainment of high concentrations of chrome and vanadium suggest that these rocks are of mixed type origin according to the classification by Smulikowski (1958).

CONCLUSIONS

1. Crystalline rocks occurring in the northeastern part of the Foresudetic block and the Foresudetic monocline are represented mostly by metamorphic rocks: gneisses, biotite schists, two-mica schists, quartz-sericite schists, sericite phyllites, and amphibolites.

2. Five granitoid massifs occur in the investigated area. The igneous rocks were injected into metamorphic rocks. Four of the massifs are composed of granodiorite, namely: the Gościszowice massif, the Nowiny massif, the Chrzastawa massif, and the Buczyny massif. The fifth one called the Ługowo massif is built of granite.

3. Metamorphic rocks are strongly folded and display secondary foliation.

4. Granitoids intruded most likely at the end of the Precambrian. Metamorphic rocks were derived from sedimentary rocks during the Proterozoic.

5. Granodiorites are rich in plagioclases (up to An_{35}), hornblende, and biotite. Quartz and potash feldspar occur in lesser amounts. The plagioclases are characterized by zonal or reverse zonal structures. These point to their igneous origin.

6. The roof parts of the granitoid massifs are strongly fractured, altered or even gneissified (in the case of the Chrzastawa massif).

7. Metamorphic rocks overlying the igneous ones

were to variable degree affected by contact phenomena. Stronger feldspathization and biotite blastesis are considered as their typical symptoms. Only sometimes hornfels came to exist.

8. The schist series is characterized by various degree of metamorphic transformations. Their parent sedimentary rocks were lithologically diversified. Detritic, pelitic material dominated over sandy and carbonate ones.

9. The preliminary geochemical investigations revealed that both metamorphic and igneous rocks differ greatly from one another in contents of trace elements.

10. High concentrations of vanadium and chrome in granitoids of the Foresudetic region suggest that these rocks are of the mixed type origin.

Translated by A. Żelaźniewicz

Institute of Geological Sciences
of the University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30
50 205 Wrocław
Wrocław, in april 1974